

# GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

## FÖRHANDLINGAR.

BAND 44.

HÄFT. 5.

N:o 350.

### Råbelövssjöns och Nosabykärrets senkvartära historia och de där gjorda stenåldersfynden.

Av

UNO SUNDELIN.

#### Innehållsförteckning.

|                                                                                                   | Sid. |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| I. Beskrivande del . . . . .                                                                      | 553  |
| <i>Råbelövssjön</i> . . . . .                                                                     | »    |
| Råbelövssjöns stenåldersboplatser . . . . .                                                       | »    |
| »Råbelövskärret» . . . . .                                                                        | 558  |
| <i>Nosabykärret</i> . . . . .                                                                     | 561  |
| Råbelövsavsnittet . . . . .                                                                       | 563  |
| Nosabyavsnittet . . . . .                                                                         | 564  |
| Fornfyndens läge i kärret . . . . .                                                               | 566  |
| <i>Konstlade förändringar av Råbelövssjöns och Nosabykärrets dräneringsförhållanden</i> . . . . . | 573  |
| II. Allmänna slutsatser . . . . .                                                                 | 575  |
| <i>Råbelövssjöns senkvartära historia</i> . . . . .                                               | »    |
| <i>Råbelövssjöns stenåldersboplatser i relation till dess historia</i> . . . . .                  | 579  |
| <i>Nosabykärrets senkvartära utvecklingshistoria</i> . . . . .                                    | 582  |
| <i>Nosabykärrets stenåldersfynd i relation till dess utvecklingshistoria</i> . . . . .            | 587  |

#### I. Beskrivande del.

##### Råbelövssjön.

Råbelövssjöns stenåldersboplatser. Råbelövssjön i NO Skåne har blivit omtalad på grund av de rika och under egendomliga förhållanden anträffade boplatssfynd från stenåldern, som här blivit gjorda. Om den förnämsta av dessa boplatser har sagts, att däröver »något gåtfullt vilar — — — mera än över någon annan [boplat] i vårt land» (KJELLMARK 1904, s. 218). Den åsyftade gåtfullheten sammanhänger bl. a. med att fynden, som jämte yngre stenåldersredskap uppvisa

sådana av mycket åldrig typ, anträffats tillsammans å sjöbottnen under förhållanden, som synts utvisa, att någon boplatz här ej kunnat existera förrän vid slutet av yngre stenåldern. Även då ansågs en stenåldersboplatz hava kunnat förekomma på ifrågavarande lokaler endast under förutsättning, att folket bott på timmerflottar eller i pålbyggnader.

Endast en kombinerad arkeologisk och geologisk undersökning skulle kunna sprida ljus över ifrågavarande problem. Med det arkeologiska utforskandet har fil. kand. E. af EKENSTAM i flera år varit sysselsatt. Av chefen för Sveriges Geologiska Undersökning, till vilken kand. af EKENSTAM vänt sig med anhållan om bistånd från geologiskt håll, erhöll förf. sommaren 1917 i uppdrag att företaga en geologisk rekognoscering av förhållandena. I efterföljande uppsats meddelas de huvudsakliga resultaten av mina undersökningar, som efter att vid nämnda tillfälle hava påbörjats, fullbordades vid ett par besök somrarna 1919 och 1920, sistnämnda år med understöd från K. Vetenskapsakademien.

Rörande de arkeologiska fynden och fyndomständigheterna må följande sammandrag av de till förf. av kand. af EKENSTAM meddelade uppgifterna lämnas.

De första fynden gjordes (som även KJELLMARK l. c. omtalar) sommaren 1878 av en då 13-årig mjölnarson NILS SVENSSON från Balsby, som i sydvästra delen av Råbelövssjön »i vattnet på en halv alns djup nära land» insamlade ett antal stenåldersföremål, som lämnades till läroverksmuseet i Kristianstad och delvis publicerades i årsredogörelsen för nämnda läroverk för läsåret 1878—79.

Under 1880-talet företog museiföreståndaren lektor ABRAHAM AHLÉN ett flertal färder runt Råbelövssjön, varvid han isynnerhet vid Österslöv å sjöns östra strand fann flint- och stensaker, metkrokar och benharpuner, allt troligen tillhörande en boplatz.

Samma decennium besöktes sjön av greve FRITZ REVENTLOW, som gjorde det första klart uppfattade boplatzfyndet å sjöns västra sida å udden Näset och strandkanten runt om denna. Härvarande fynd tillhörde äldre stenålder och utgjordes av ett 10-tal skivyxor, några trindyxor, tunnackade yxor, en borr, ett par lerkärl, flintavfall m. m. Han betonar i beskrivning över boplatsen, att sakerna lågo i strandlinjen och under vattnet, men ej i gytta.<sup>1</sup>

Kand. af EKENSTAM sammanträffade i okt. 1910 med finnaren av 1878 års fynd, numera smeden NILS AHLQUIST i Brännskulla, vilken utpekade platsen för dessa: invid badhusbryggan vid Kristinelund i sjöns SV del. Med ledning härav återfann kand. af EKENSTAM i

<sup>1</sup> Detta fynd omtalas även av KJELLMARK 1919, s. 226.

juni 1911 kulturlagren i fråga (se fig. 1). De befinna sig i strandkanten inom tvenne skilda områden. Det ena sträcker sig från badhusbryggan ett hundratal meter söderut. 50 m söder om bryggan har fyndcentrum förelegat, varest fyndzonen sträckte sig intill 8 m utanför stranden, under det att den eljest var 4—6 m bred. Det andra fyndområdet började c. 50 m söder om det förra och hade 25 m:s längd samt 4 m:s bredd. Här voro fornsakerna anhopade kring en stenudde längst norrut. Marken, varå fynden

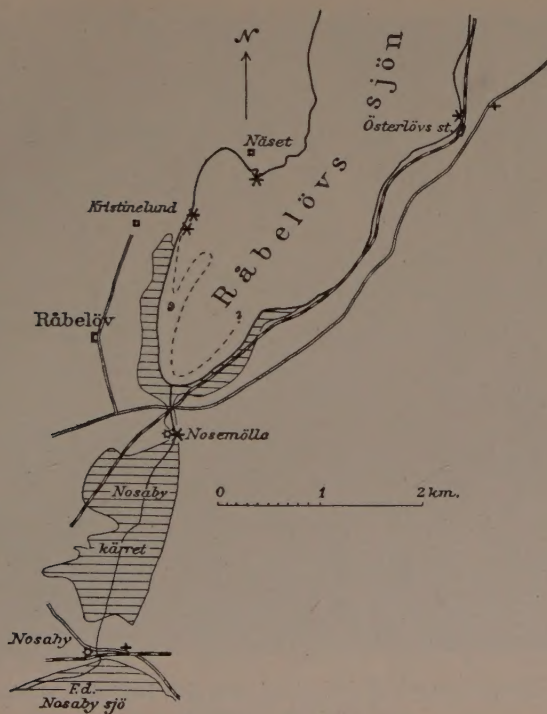


Fig. 1. Kartskiss över Råbelövssjön och Nosabykärret med där gjorda boplatssfynd(\*). (Streckning = torv eller gyttna; den streckade konturen i Råbelövssjön = subboreal strandlinje).

gjordes, var stenbunden, såväl över som under vattenytan, och sjöbottnen sluttade sakta utåt intill 0.5—0.8 m under vattenytan på 4 m:s avstånd från stranden. Här vidtog en *Phragmites*-formation. Över stenbottnen låg här och där lera, särskilt längst i söder, men i regel täcktes den av detritusgyttja med snäckor. Närmast stranden ersattes leran och gyttnan av snäckförande sand. Den långsamt sluttande strandzonen begränsas inåt land av en tvärt uppstigande barriär av stora stenblock.

Stenåldersföremålen förekommo dels i gyttjelagret och mest i dess översta del, dels direkt på morän- eller lerbottnen, där gyttjan saknades, dels också i svämsanden något ovanför vattenlinjen. Många av föremålen voro svallade.

Vid undersökningen indelades fältet i kvadratmeterstora eller (på grund av terrängförhållandena) större rutor, vilkas innehåll uppgrävdes och omedelbart sållades. Härvid konstaterades där och var en anhopning av fynden intill och mellan större stenar.



Fig. 2. Fyndplatsen vid Kristinelund med den isskjutna stenbarriären.  
Förf. foto. <sup>21</sup>/<sub>3</sub> 1921.

Beträffande fyndplatsen vill jag komplettera ovanstående framställning med följande av mig gjorda iakttagelser. De stora, mest granit- och gnejsblock, som bilda strandbarriären, leda sitt ursprung från den blockrika moränkulle (»Kalvhagen»), som höjer sig innanför strandkanten, eller från dess fot. Blocken hava av vågorna frisköljts ur den leriga moränmassan, vari de varit inbäddade, och hava sedan genom isskruvning sammanskjutits till nämnda stenbarriär (fig. 2).

Bakom strandzonen höjer sig den av frisköljda block alltså betäckta marken hastigt upp till en annan av hopskjutna block

delvis markerad strandlinje, belägen 15—25 *m* från nuvarande strand och 3—3.5 *m* över vattenytan. Samma strandlinje framträder mångenstädes kring sjön, ibland i form av sandvallar. Ovanför denna strandlinje träffas ej mer några fripreparerade blockanhopningar eller några andra framträdande spår av vågsvall.

Den del av den nämnda kullen, som höjer sig över den sistnämnda strandlinjen, äger en diameter av c. 50 *m* och når som högst inemot 7 *m* över vattenytan.

Inåt land begränsas kullen av en naturlig sänka, vars botten ej höjer sig mer än c. 4 *m* över sjöns yta. I denna sänka är dessutom med konst frambragt en ringformig, nu förfallen vallgrav, vars botten befinner sig 3.5—3.75 *m* över vattenytan i sjön (se fig. 8).

Redskap m. m. av ben.<sup>1</sup> Beträffande Råbelövssfyndens beskaffenhet frapperar den stora mängden redskap och andra föremål av ben. Särskilt iögonfallande är rikedomen på harpuner, varav sammanlagt 33 st. anträffats. Anmärkningsvärd är vidare dessas ålderdomliga karaktär. Majoriteten utgöres av harpuner med flinteggar (18 st.). Vidare förekomma 3 harpuner med stora hakar samt f. ö. småtandade spetsar. Viktigt är att man alldeles saknar något exemplar av för yngre stenålder karaktéristisk form. Harpunmaterialet ger därför det intrycket, att boplatsen till sin huvuddel härrör från mycket tidig stenålder, senast slutet av den oslipade flintans tid.

De andra benspetsarna äro huvudsakligen tillspetsade splittror. Det stämmer med harpunmaterialets vittnesbörd, att antalet mera utformade spolförmiga spetsar är så ringa i förhållande till hela mängden, nämligen 10:43.

Av metkrokar har hittats 12 st. (varvid varje fullt tydligt fragment anses företräda en sådan) samt 1 ämne till metkrok. Alla ha krokformen fullt utbildad och bland de hela är det endast två, som sakna hulling. Här föreligger ett bestämt angivande av yngre stenålder.

Från den slipade flintans tid härrör nog också ett fragment av vildsvinsbete med en rad av små hål, som anbragts så, att föremålet troligen utgjort del av föreningslänk i halsband.

Sen tid tillhöra sannolikt också några på längden kluvna ben med borrhål i var ände.

Redskap av flinta och »sten». Boplatsen vid Näsudden framvisar i fråga om dessa full motsvarighet till boplatsen vid badhusbryggan och tillsammans komplettera de varandra. Vid kand. af

<sup>1</sup> I redogörelsen för fyndmaterialet ingå såväl 1870-talets fynd som kand. af EKENSTAMS. — Åtskilliga av fynden äro avbildade hos Lindqvist 1918.

EKENSTAMS undersökning erhöles från den sistnämnda 11 st. skivxor och 1 toppdel av kärnyxa. Näsfyndets yxor äro alla mycket grovt och klumpigt slagna och detsamma gällar en och annan av badhusplatsens yxor. Dessa äro emellertid oftast rätt väl slagna, isynnerhet en med spetig nacke och tunt svärnsnitt.

Av flinta föreligga dessutom mer än 5,000 avfall, borrar, skrapor, knivar o. s. v. samt en banel av tjocknackad yxa.

Bland »sten»föremålen märkas främst 15—20 st. trindyxor, varav en (som af EKENSTAM funnit) står Lihultstypen synnerligen nära, medan flertalet äro yngre.

Jämte trindyxorna föreligga i »sten» en tjocknackad yxa, en dylik med rombiskt tvärsnitt och skafthål samt framdelen av en båtformig yxa.

Slutligen äro ock slipstenar funna, d. v. s. några vid slipning alldeles genomnötta sandstensskivor — således det tydligaste bevis på avlagring från yngre stenålder i boplåtsen.

Det zoologiska materialet har bestämts av konservator HOLMQUIST i Lund. Däri märkas först och främst 2 ben av säl, vilket givetvis tyder på närhet till hav under någon del av bosättningen. F. ö. utgjordes det bestämbara materialet till minst 50 % av husdjursben av hund, svin, får, get och ox (samt häst?). Även här föreligger alltså ett avgörande bevis för bosättning under yngre stenålder.

»Råbelövsjärret.» Vid mitt första besök vid Råbelövssjön, som företogs i början av september 1917, upptogs i och för utrönandet av dess utvecklingshistoria en profil genom torvmarken vid sjöns sydvästra del (»Råbelövsjärret») från torvens utkilande rakt öster om Råbelövs herrgård i ostlig riktning vinkelrätt ut i sjön. (Tavl. LXVIII, fig. 2).

Som den tubavvägda profilen visar, utgöres skärningens underlag i väster av sand och grus samt i öster av en mäktig (3 m +) på sanden utkilande i stort sett fossilfri lera av gråblå färg. Vid pp. 4—6 underlagrades den av ett för borren ogenomträngligt sandlager. I V delen av skärningen (pp. 1—2) fann jag vid grävning sanden vara underlagrad av tydligt varvig lera. Här följer direkt på gruset, eller på leran efter ett förmedlande detritusgyttjeskikt — med *Chrysomonadineer*, *Cosmarier*, *Melosira arenaria* m. fl. färskvattensdiatomacéer, bladtaggar av *Ceratophyllum* och frukter av *Scirpus lacustris* — en kärrtorv med *Carices* m. m. Vid pp. 2 och 3 vilar den här ganska hydrofila torven på grus resp. 0.7 och 0.95 m under det vid undersökningstillfället rådande lågvattenståndet.

I skärningens östra del, Ö om p. 5, åter efterträdes leran uppåt av ett 2 å 3 dm mäktigt grågrönt lergyttjeskikt med frön av

*Nymphæa* och frukter av *Scirpus lacustris* samt med en rätt rik diatomacéflora, karakteriserad av följande arter (enligt d:r A. CLEVE-EULERS bestämningar å ett till henne insänt prov från p. 6)<sup>1</sup>: *Cocconeis placentula*, *Cyclotella antiqua* r, *Cymbella cistula* r, *C. helvetica* r, *C. lanceolata* r, *Epithemia gibba* v. *parallela* r, *E. turgida* cc, *E. sorex* cc, *E. zebra* cc, *Gomphonema intricatum* r, *Gyrosigma attenuatum* r, *Mastogloia elleptica* c, *M. Smithii* c, *Navicula oblonga* c, *N. lanceolata* r, *Neidium affine* r, *Synedra ulna* +, *S. capitata* r.

Över lergyttjan följer så ett intill 2 m mäktigt lager gråvit skalgyttja med färskvattensmollusker såsom *Planorbis*- och *Pisidium*-arter. Genom hela lagret förekommer frukter av *Cladium mariscus* samt en jämförelsevis torftig diatomacéflora, vari *Epithemia argus* alldeles dominerar, varjämte några andra färskvattens-*Epithemior*, *Pinnularia*-, *Cymbella*- och *Fragilaria*-arter förekomma (dessutom *Cosmarium* och spongienålar).

Skalgyttjan åter överlagras av ett minst meterdjupt lager av en gyttjig torv (»sjökärrtorv»), innehållande frön av *Najas marina* (funna vid pp. 6, 7 och 8), ävensom *Phragmites*, *Scirpus lacustris* och *Cladium mariscus*. Lagret har vidare visat sig innehålla en rik diatomacéflora av blandad färsk- och brackvattenskaraktär. Brackvattensinslaget utgöres av ymnigt förekommande *Campylodiscus clypeus* och *C. echineis* samt mer sparsamt *C. bicostatus*, *Nitschia tryblionella* och *Surirella striatula*, medan färskvattensinslaget är arenariaflora med *Campylodiscus hibernicus*, *Melosira arenaria*, *Cymatopleura elliptica*, *Epithemia turgida* m. fl.

Denna gyttjiga torv övergår uppåt i en torvbildning, vari *Cladium*, *Carices*, *Menyanthes* och brunmossor ingå. En mikroskopisk undersökning av lagret vid p. 6 visade, att torven här innehöll massor av ormbunkssporer och -sporangier, medan den här saknade diatomacéer och andra mer fuktighetsälskande organismer. Vid pp. 6 och 7 förmedlas övergången mellan den underlagrande skalgyttjan och den gyttjiga marina torven av ett lager detritusgyttja, som torde utgöra en fortsättning av den förut från skärningens östra del omtalade detritusgyttjan mellan leran och kärrtorven. Troligen inskjuter (såsom å profilen utlagts) det marina lagret som en kil i kärrtorven mellan pp. 5 och 6, delande denna i en övre och en undre tunga. Torvens undre del är i vart fall här liktidig med viss del av undre skalgyttjan (se pollenanalyserna nedan) medan den övre delen övergår i det torvlager, som bildar »sjö-

<sup>1</sup> cc = ymnig, cc = riklig, c = allmän, + = tämligen allmän, r = sällsynt, rr = mycket sällsynt.

kärrtorvens» fortsättning uppåt. Detta torvlager täckes slutligen av ny skalgyttja, delvis lika mäktig som den undre, innehållande samma färskvattensmollusker som denna samt en rik färskvattensdiatomacéflora, präglad av massvis uppträdande *Fragilaria*arter, jämte *Pinnularia*-, *Cymbella*-, *Epithemia*arter m. fl., ävensom en och annan arenariaart. Även där träffas *Cosmarium*arter och massor av spongienålar. Den övre skalgyttjan ersättes delvis vid p. 6 av detritusgyttja och sand samt motsvaras vid p. 1—5 av ett svämsandskikt, täckt av ett tunt torvmyllager, samt innehållande flintskärvor och molluskskal, i synnerhet målaremusla (*Unio pictorum*) i mängd. V om p. 1 går sandskiktet i dagen.

Pollenfloran har studerats å olika nivåer vid p. 6. I bottenleran hava endast ett par sporadiska tallpollen iakttagits, men i lergyttjan (425 cm u. y.) träffades pollen i någorlunda stor mängd (c. 50 per preparat) och i följande proportioner: *Betula* 77 % och *Pinus* 23 % jämte rikligt *Salix*-pollen (mer än 25 % av trädpollensumman) och enstaka *Ericacé*pollen. Ett prov från den undre skalgyttjan (325 cm u. y.; pollenfrekvens 50 å 100 pollen per preparat) visade omkastning i björk-tallpollenfrekvensen, nämligen *Betula* 23 %, *Pinus* 76 %, varjämte 1 % ekpollen och *Corylus*pollen i 5 % av trädpollensumman. I den ymnigt pollenförande detritusgyttjan (c. 300 pollen per preparat) voro (275 cm u. y.) proportionerna dessa: *Betula* 14, *Pinus* 77, *Quercus* 5 och *Ulmus* 4 %, varjämte *Alnus* och *Corylus* förekommo i resp. 20 och 30 % av de nämnda trädens pollensumma. I det *Najas* och brackvattensdiatomacéer förande torvartade lagret (200 cm u. y.; pollenfrekvens c. 200 pollen per preparat) träffades åter: *Betula* 9, *Pinus* 49, *Quercus* 36, *Tilia* 1, *Ulmus* 5 % samt *Alnus* 52, *Corylus* 22 och *Salix* 4 % av trädpollenet. Pollenet i det *Cladium*förande kärrtorvlagret har visat sig vara så destruerat, att intet tillförlitligt pollenspektrum härifrån kunnat erhållas.<sup>1</sup> En analys från den pollenfattiga övre skalgyttjan (75 cm u. y., grundad på 3 räknade prov, sammanlagt innehållande 94 pollenkorn) visade: *Betula* 22, *Fagus* 3, *Picea* 2, *Pinus* 41, *Quercus* 27, *Ulmus* 5 % jämte *Alnus* 53, *Corylus* 68 och *Salix* 5 % av trädpollenet.

En pollenanalys från torvens understa del vid p. 5 (150 cm u. y.) visade denna sammansättning: *Betula* 7, *Pinus* 93 %; *Quercus* spår samt *Alnus* spår, *Corylus* 1 och *Salix* 15 % (s:a 204 pollen). <sup>1</sup>/<sub>2</sub> m högre träffades *Betula* 1, *Pinus* 95, *Quercus* 3, *Ulmus* 1 % samt *Alnus* 1, *Corylus* 4 och *Salix* 1 % (s:a 94 pollen).

<sup>1</sup> Av 107 st. pollen utgjordes emellertid 3 % av *Betula*, 79 % av *Pinus*, 17 % av *Quercus*, 1 % av *Ulmus* samt vardera 7 % (av dessa träds pollensumma) av *Alnus* och *Corylus*.

## Nosabykärret.

Söder om Råbelövssjön vidtar ett stort, numera torrlagt och odlat kärr, som med en bredd av  $1\frac{1}{2}$ —1 km når ned mot Nosaby kyrka, ett par km sydligare (fig. 1). Nosabykärret (»Nosaby mosse»), varigenom Råbelövssjöns avlopp flyter, är flera gånger omtalat i den geologiska litteraturen på grund av det marina lager, som här iakttagits (NATHORST 1874 och 1882, HOLST 1899 m. fl.).

Ett stegrat intresse har detta kärr erhållit genom de fornfynd, som i senare tid här blivit gjorda. Om de fynd, som gåvo anledning till mina och senare även d:r KJELLMARKS undersökningar av Nosabykärret, må här meddelas följande av kand. af EKENSTAM lämnade redogörelse. »Under den tid undersökningsarbetet vid Råbelöv utfördes, erhöll jag kännedom om, att man vid kanalisering av Råbelövssjöns utlopp, Nosabybäcken, anträffat en mängd stenåldersföremål uti bäcken och intill en backe, som ännu bär namn efter en nedbrunnen kvarn, Nosemöllabacken. Lösa fynd hava här gjorts särskilt vid två tillfällen. Den ena gången höll man på att upprepna bäcken och anlägga en trumma på platsen. Något ovanför bäckkanten fann man då ett flertal ben, av vilka några ha borrarade hål. Sakerna ligga nu på tekniska skolans museum i Kristianstad. Den andra gången var vid ett kräftfiske. En pojke från en av de närliggande gårdarna fann då elva stycken tjocknackade flintyxor i själva bäckkanten och ännu till en del inlagrade i torven. Jag känner till åtminstone en hålmejsel bland dessa. I jord, som kastats upp från bäcken från stället, har man ock funnit en del stenåldersföremål av intresse. Av samma person, som fann flintyxorna, har i sådana högar anträffats bl. a. ett ornerat s. k. nålbryne av skiffer och en särskilt vacker stor bennål med platt huvud, motsvarande vad man känner från de sena gånggrifterna i Västergötland. Man har ock anträffat ett mellanting mellan spån-pilar och spetsarna av Tardenoisien-typ. Till sist nämner jag några fragment av lerkärl från gånggriftstiden.»<sup>1</sup>

Nya fornfynd gjordes in situ vid ett par av mig (med vederbörligt tillstånd av K. V. H. A. Ak. och med biträde av kand. af EKENSTAM) 1917 företagna preliminära grävningar, liksom vid av d:r KJELLMARK ledda utgrävningar sommaren 1918. Rörande de vid dessa senare undersökningar gjorda fynden hänvisas dels till KJELLMARKS uppsats 1919, dels till framställningen nedan (s. 566 ff.).

<sup>1</sup> Nära Nosaby kyrka å slutningen ned mot kärret är även en stenåldersboplatz funnen, härrörande från övergången mellan dös- och gånggriftstid (»snoddornament»).

Sedan jag sistlidna sommar (1920) företagit ytterligare några kompletterande borringar samt mikroskopiskt genomarbetat de talrika proven från Nosabykärret, varigenom en tillfredsställande konnektering av den invecklade lagerföljden blivit möjlig, tror jag mig nu i stånd att åtminstone i huvudsak riktigt tolka densamma och därmed även inränga de i lagerföljden gjorda arkeologiska fynden i deras rätta geologiska sammanhang. I detta avseende har jag kommit till en väsentligen annan uppfattning än den, för vilken KJELLMARK (l. c.) gjort sig till tolk.

Den nordligaste delen av den nära 3 km långa, från sjön tubavvägda skärningen (Tavl. LXVIII, fig. 1 p. 1—10) faller inom Råbelövssjöns bäcken och förskriver sig från den torvmarksbård, som omger hela södra delen av Råbelövssjön, och varigenom nyss beskrivna profil genom Råbelövskärret upptagits  $\frac{1}{2}$  km nordligare.

Mellan pp. 10 och 12, där landsväg och järnväg övertvåra profilen, sammantränges torvmarken till en smal, ett 50-tal m bred, grund torvkil mellan ler- och sandkullar. Söder om p. 12 vidgar sig torvmarken först till ett intill c. 100 m brett, från det övriga kärret avgränsat parti, som 300 m sydligare, mellan p. 17 och 18, åter sammantränges till ett trängre »pass» mellan höjder bildade av varvig lera — på västra sidan den framskjutande Nosemöllakullen. Denna höjer sig omedelbart intill kanalen c. 5.5 m över kanalbotten och c. 7.5 m ö. h. På östra sidan stiger marken långsammare, c. 40 m öster om kanalen, där torven utkilar å sand, nående c. 3.75 m över kanalbotten samt vid vägen ett 20-tal m ostligare 5 å 6 m däröver.

Från och med p. 19 utbreder sig det egentliga Nosabykärret till i allmänhet omkring 1 km:s bredd — endast på mitten är bredden inskränkt till ungefär hälften av en västerifrån inskjutande tunga av mosand — för att i närheten av Nosaby kyrka, ett par kilometer sydligare utkila å de flacka, åsliknande höjdsträckningar av moränlera, som här avstänga Nosabykärrets bäcken från den forna Nosaby- eller Hammarsjöns bäcken. C. 300 m V om Nosaby kyrka genomskäres nämnda moränsträckningar å lägsta punkten av kanalen från Råbelövssjön, som här sammanfaller med den naturliga bäckfåran. Kanalen, som dragits tämligen rätlinigt genom kärrets centrala delar i N—S, går mångenstädes på sidan om den slingrande naturliga bäcken, varav mer eller mindre igenvuxna partier här och var kunna skönjas.

Av profilen (varav p. 1—11 samt p. 23—26 upptagits å västra, p. 12—22 å östra sidan om kanalen) framgår, att Råbelövssjöns naturliga passpunkt är att finna ungefär vid p. 10, som genom

grävning upptagits 3 m väster om kanalen, där denna genomskär de stängande morän- och mosandsbackarna å lägsta punkten. Den av 3 cm grov sand betäckta, sega, gråblå bottenleran, träffades här, överlagrad av torv, 1.20 m över det vid undersökningstillfället (d. 10 aug. 1918) rådande lågvattenståndet samt c. 3.6 m ö. h. Den naturliga avloppsrännan, som kanalen följt, några meter öster om profilpunkten, torde efter Råbelövsbäckens isolering hava nedskurits till ett numer icke närmare fixerbart djup i den stängande lerbanken.<sup>1</sup>

Efter denna orientering vill jag övergå till en redogörelse för huvuddragen av lagerföljden längs ifrågavarande skärning och först till den inom Råbelövssjöns bäcken fallande delen (p. 1—10).

**Råbelövssavsnittet.** Brackvattenslagret, som vid »Råbelövsprofilen» i form av en gyttjig torv träffades mellan den *Cladium*-förande torven och underlagrande skalgyttja, återfinnes även här, utgörande ett förträffligt ledlager, utmärkt, som det är av samma egendomliga, av *Campylodiscus clypeus*, *C. echineis*, *Surirella striatula* samt *Campylodiscus hibernicus*, *Melosira arenaria*, *Epithemia Hyndmannii* etc. jämte *Najas marina* m. m. karakteriserade flora. Det är dock ofta endast på mikroskopisk väg lagret kunnat identifieras, då det såväl till utseende och mäktighet som beträffande läget i lager-serien i hög grad skiftar. Medan det vid p. 10 ej alls kunnat påvisas, träffas det vid p. 9 i undre delen av lagerföljden, täckande ett på lersandsunderlaget vilande torvdyskikt, vid pp. 8—6 direkt på mineraljordsunderlaget under torven samt slutligen vid p. 5—1 som en alltmer uttunnande rand mellan underliggande mäktig »levertorv» och överliggande skalgyttja.

»Levertorven», som vid pp. 2, 3 och 4 når 4.5—6 m:s mäktighet, nedgår (vid pp. 3 och 4) omkring 8 m under Råbelövssjöns lågvattenyta samt mer än 5 m under havsytan. Det bruna, delvis något geléartade, delvis torvartade lagret, som var ytterst segt och svår genomträngligt för borren, innehöll mångenstädes brunmossor samt här och var i undre delen frukter av *Cladium mariscus*. På gränsen mot den underlagrande skalgyttjan, som uppvisade ränder av »levertorv», träffades frukter av *Potamogeton* sp. (p. 3), frön av *Nymphæa* och ett hängefjäll av asp (p. 2).

Vid p. 1, där mineralbotten (lera) höjer sig till inemot 3 m. under lågvattenytan, för att längre ut åter sänka sig, uttunnar och utkilar »levertorv»lagret. I dess undre del förekom här jämte en *Cladium*frukt kolrester.

<sup>1</sup> Råbelövssjön har uppenbart icke ägt något nordligare lägre avlopp. Den enligt vad jag kunnat finna näst lägsta pasströskeln träffas söder om Balsvik på gränsen mellan Österslövs och Nosaby församlingar och torde enligt spegelavvägning höja sig minst 14 å 15 m över sjöns yta.

Det kärrtorvlager, som vid Råbelövsprofilen omedelbart överlagrade det marina lagret och där sträckte sig flera hundra meter utanför stranden, torde vid Nosabyskärningen motsvaras av ett vid p. 4 och 5 förekommande starkt gytjtigt torvlager (med *Amblystegier*) i skalgyttjan något ovanför det marina lagret.<sup>1</sup> Vid p. 1—3 har det utkilat. Övre delen av skalgyttjan (vid p. 4 hela skiktet ovan torvranden) var starkt lerbemängd och tydligen avsatt i oroligare och troligen djupare vatten. Skalgyttjan under torvranden såväl som denna (vid p. 4 och 5) innehöll färskvattensdiatomacéer, varibland arenariaformer, *Melosira arenaria*, *Campylodiscus hibernicus*, *Gyrosigma attenuatum*, *Epithemia Hyndmannii*, *Cymatopleura elliptica* m. fl., medan högre upp dessa avtaga eller försvinna för att ersättas av andra lakustrina arter, såsom *Epithemia*-, *Surirella*-, *Cymbella*- och *Fragilaria*-arter. Vid p. 4 erhöles tydligen i sekundärt läge fragment av *Campylodiscus clypeus* i skalgyttjan 25 cm under ytan.

Pollenfloran var i samtliga skikt synnerligen torftig, varför jag ej lyckats göra några fullständiga pollenanalyser. I skalgyttjan ovan (det undre) torvskiktet vid p. 4 hava dock iakttagits pollen av bok och gran jämte en i förhållande till ekblandskogens pollenmängd hög halt av tallpollen.

Vid p. 6—9 utgöres, som profilen visar, lagerföljdens övre del av starrtorv (*magnocaricetum*-), som överst är mycket huminös och sandig, troligen dels på grund av översvämning, dels på grund av vid kanalgrävningarna uppkastat material. — Vid p. 8 övertvärrar profilen en halvmeter-mäktig strandvall av fin vit sand, inlagrad i torven, och vars krön når 1.6 m. över vattenytan i sjön (c. 4 m ö. h.).

Nosabyavsnittet. I själva Nosabykärret, alltså söder om Råbelövssjöns passpunkt vid p. 10, är lagerföljden inom det närmast sjön belägna isolerade partiet (p. 10—19) i rätt hög grad invecklad, medan den i Nosabykärrets söder därom vidtagande vida torvmarker (p. 20—26) är av tämligen enkel och likartad beskaffenhet. — Underlaget för hela skärningen utgöres av ofta sandig lera eller lerig sand, i regel fossilfri. Vid några punktprofiler (14, 17, 20) vilar emellertid på detta bottenlager ett sandlager med fragment av färskvattensmollusker, varibland *Unio* sp. (enligt bestämning av fil. lic. G. LUNDQUIST) samt *Phragmites*rizom (p. 20). Vid p. 20 och p. 25 är detta sandlager dessutom koligt. Vid p. 12 förekommo ett par gytte- eller torvränder ett stycke ned i den sandiga leran, vari en fruktsten av *Potamogeton* cfr *natans* an-

<sup>1</sup> Högre upp i skalgyttjan, c. 75 cm u. y. förekom vid p. 4 en lokal torvlins.

träffades. Vid p. 22 var den blå bottenleran halvannan meter mäktig och underlagrades av sand, vari borsten kunde nedföras inemot 1 m. Troligen följde under densamma varvigt lera.

På leran eller sanden vilar inom större delen av kärret (p. 13 samt p. 18—25) ett torvlager, än utbildat som en på *Amblystegier* och *Menyanthes* rik kärrtorv (pp. 13, 18—20, 23—25), än som *Cladium*torv med i undre delen inblandad *Phragmites* (pp. 21, 22). Vid p. 22 (och troligen flerstädes) har torven visat sig alltigenom (ehuru nedåt allt sällsyntare) innehålla fragment av samma färsk- och brackvattensdiatomacéer, som nedan omtalas från överliggande lager.

Vid pp. 21—23 skiljes dock torven från mineralbottnen av ett föga mäktigt gyttjeskikt, vid p. 22 utbildat som skalgyttja (med färskvattensmollusker) innehållande *Scirpus lacustris*frukter, *Chara*-sporer, *Chrysomonadinéer*, spongier, *Cymbella* sp., *Cosmarium* sp., *Pediastrum* sp., *Staurostrum* sp. samt en sparsam pollenflora av björk och tall (se nedan).

Kärr-, resp. *Cladium*torven täckes allestädes av ett mer eller mindre mäktigt marint lager, än grågrönt, lergyttjeartat, än brunt av dyrtad utbildning. Det är samma lager som inom Råbelövsbäckenet utgjorde ett förträffligt ledlager, och det innehåller i undre delen ungefär samma blandade färsk- och brackvattensflora som där, medan högre upp brackvattensarterna fullständigt dominera. Sålunda förekomma *Campylodiscus clypeus* (ccc), *C. echineis* (ccc), *C. bicostatus* (+), *Nitzschia scalaris* (+), *N. tryblionella* (c), *Surirella striatula* (r).<sup>1</sup> Bland färskvattensarterna märkas arenaria-former, *Cymbella*-, *Navicula*- och *Pinnularia*arter. Som inom Råbelövsbäckenet träffas även här *Najas marina*-frön ofta i detta lager. I undre delen har (vid p. 22) pollen av *Myriophyllum alterniflorum* iakttagits.

Under det att det marina lagret inom större delen av kärret vilar på telmatiska torvlager, träffas det i det isolerade nordliga partiet (Nosemöllabäckenet) med undantag av vid p. 13 direkt på mineraljordsunderlaget. Vid p. 11 utkilar det marina lagret på ungefär samma nivå som Råbelövssjöns nutida lågvattenyta (c. 2.4 m över havsytan).

Även den över det marina lagret belägna delen av lagerföljden är olika utbildad inom Nosemöllabäckenet och kärret i övrigt. Inom det senare täckes det marina lagret endast och direkt av mer eller mindre mäktig kärrtorvmylla<sup>2</sup> (vid pp. 2<sup>o</sup>) och 23 före-

<sup>1</sup> Holst 1899 uppger bland brackvattensdiatomacéer funna i Nosabykärret de tre förstnämnda arterna samt dessutom *Nitzschia circumscuta* (s. 20).

<sup>2</sup> Å teckenförklaringen till profilen felaktigt benämnd »svartmylla».

kommer mellan torven och gyttjan ett sandlager, som torde vara marint). Inom det förra åter (pp. 11—18) överlagras det marina skiktet närmast av en tämligen mäktig lakustrin gyttja, vid pp. 13—15 delvis utbildad som skalgyttja, som vid p. 12 övergår i en skalrik sand. I skalgyttjan vid p. 15 insamlade mollusker hava godhetsfullt bestämts av fil. lic. G. LUNDQVIST till: *Bithynia tentaculata*, *Limnæa ovata*, *L. auricularia* (sannolikt), och *Valvata piscinalis*.

Insjögyttjan slutligen täckes av kärrtorv (pp. 11—12), kärrdy (pp. 13—16) eller lövskogstorv (pp. 16—19), varöver till slut en

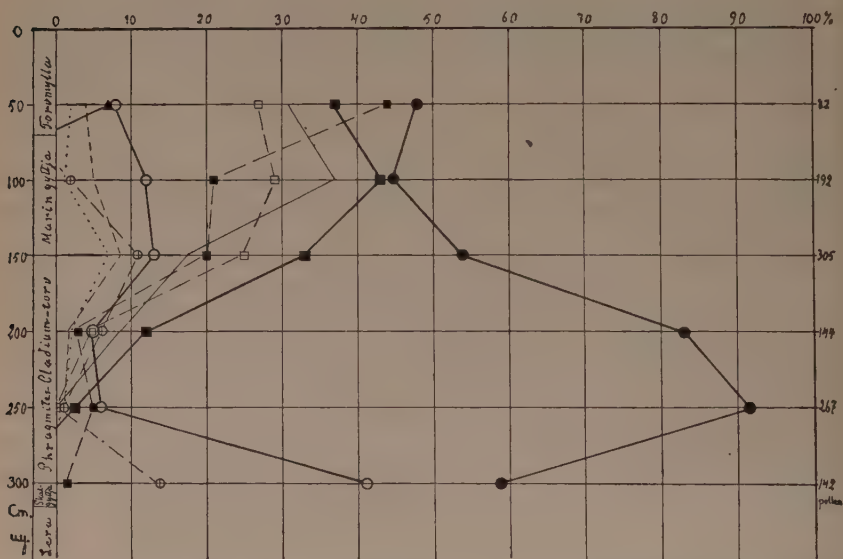


Fig. 3. Pollendiagram från Nosabykärret vid p. 22. (Teckenförklaring: se fig. 6).

sandig torvmylla vilar. Mellan denna och den underliggande torven inskjuter dock vid pp. 11 och 12 en sandlins (lik den vid p. 8 och på ungefär samma nivå som denna), som vid p. 15—19 motsvaras av ett lerskikt, vid p. 17 60 cm. mäktigt.

Vid p. 26, helt nära torvmarkens upphörande V om Nosaby kyrka, vilar endast ett tunt torvlager på lera. Det marina gyttjelagret synes här hava utkilat.

Fig. 3 visar ett pollendiagram genom lagerföljden i Nosabykärrets centrala del (vid p. 22).

Fornfyndens läge i kärret och i lagerföljden. Det är det isolerade nordpartiet (p. 10—19) av Nosabykärret, som haft en från kärret i

övrigt delvis avvikande utvecklingshistoria, vilket tilldrar sig det ojämförligt största intresset på grund av här gjorda fornfynd.

P. 17 förskriver sig från den grav, som vid undersökningen 1918 upptogs på östra sidan om kanalen, och som omtalas av KJELLMARK 1919 (s. 224). Härvarande lagerföljd, som på grund av de här gjorda fornfynden är av synnerligt intresse, är enligt mina anteckningar följande (jfr KJELLMARK 1. c.).<sup>1</sup>

a) 40 cm torvmylla, vars översta 15 cm omrörts av plogen vid odling. Övergår utan skarp gräns i följande.

b) 60 cm Sandig lera, isynnerhet i övre och undre delen sandig; innehåller *Pinnularia* sp. och spongienålar.

c) 50 cm Svart huminös alskogstorf (med brunmossor).

d) 45 cm Brungul detritusgyttja, nedtill ljusare och övergående i följ. Innehållande frön av *Nymphæa*, *Nuphar* (allm.), *Rhamnus frangula*, frukter av *Sparganium* och *Potamogeton*, *Corylus avellana* (en kluven nöt), blad av *Salix (aurita?)* m. m. I undre delen förekommo dessutom färskvattensmollusker allmänt, varibland *Bithynia* och *Limnæa* (se vidare KJELLMARK 1. c. s. 224).

I detta lager förekommo talrika vertikalt nedslagna kluvna käppar eller stickor av fur, som av KJELLMARK helt säkert riktigt tolkats som rester efter fiskeinrättningar, s. k. kattisor (fig. 4). Dessutom tillvaratogos här följande in situ utplockade, av KJELLMARK, benäget meddelade föremål:<sup>2</sup> 1 utbuktad skivskrapa av långsträckt avfall av Kristianstadslinta (Kr. fl.), 6 cm lång, 4 cm bred, 2 cm tjock; 1 utbuktad något rundad skivskrapa av Kr. fl., 6.5 cm i längsta diameter; 2 något bearbetade och 1 obearbetat avfall av Kr. fl.; ett 20-tal större och mindre stycken av Kr. fl. ej tydligt slagna; 1 liten skärva av slipad och polerad yxa av sydskånsk flinta (ssk. fl.), 3 cm lång och 2 cm bred; 1 lerkärlsbit, mörkgrå med glattad yta = kantbit av kärl med svagt utåtböjd kant, 3.2 × 2 cm.

e) 130 cm. Gröngrå lergyttja, till 30 cm:s djup utgörande en färskvattensbildning, utmärkt isynnerhet av arenaria-arter (*Melosira arenaria* ccc, *Epithemia*, *Cymatopleura elliptica*, *Gyrosigma attenuatum* etc.), ehuru även enstaka fragment av *Campylodiscus clypeus* iakttagits, men f. ö. en brackvattensavlagring, karakteriserad av *Campylodiscus echineis* ccc, *C. clypeus* c, *Nitschia scalaris* +, *N. tryblionella* +. Underst hava ock bladtaggar av *Ceratophyllum* träffats. Hela lagret har karaktären av en grundvattens-

<sup>1</sup> De något avvikande mäktighetssiffrorna torde bero på, att våra mätningar gjorts å olika väggar i den ganska stora graven.

<sup>2</sup> Endast ett par av dessa äro omnämnda i KJELLMARKS uppsats 1919.

bildning på grund av rikligt insvämmade brunmossor och ved (i undre delen). Även i detta lager förekom snäckskalsfragment och flintor allmänt.

f) 10 cm +. Sand med snäckskalsfragment.

Utom i det fossilförande brungula gyttjelagret (d), som innehöll normal pollenhalt, har pollenfrekvensen visat sig så låg i resp.



Fig. 4. »Kattisorna» vid Nosemölla (fotografen tagen snett uppifrån).  
Förf. foto. aug. 1918.

skikt, att någon fullständig, tillförlitlig pollenanalys ej kunnat erhållas, något som emellertid är av mindre vikt, då en sådan erhållits från den något pollenrikare, korresponderande lagerföljden vid p. 13.

Pollenanalysen i det artefaktförande lagret d, och närmast angränsande delar av lager c och e hade emellertid detta utseende (*Alnus*, *Corylus* och *Salix* i % av de skogsbildande trädens pollensumma):

| Lager och<br>cm u. y. | Betula | Fagus | Pinus | Quer-<br>cus | Tilia | Ulmus | Alnus | Cory-<br>lus | Salix | Antal<br>pollen  |
|-----------------------|--------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|--------------|-------|------------------|
| e—d                   | %      | %     | %     | %            | %     | %     | %     | %            | %     |                  |
| 150                   | 10     | 2     | 41    | 36           | 7     | 4     | 51    | 29           | 29    | 159 <sup>1</sup> |
| d                     |        |       |       |              |       |       |       |              |       |                  |
| 175                   | 7      | 1     | 39    | 48           | 4     | 1     | 51    | 52           | 30    | 157 <sup>2</sup> |
| e                     |        |       |       |              |       |       |       |              |       |                  |
| 200                   | 10     | —     | 39    | 44           | —     | 7     | 42    | 115          | 61    | 130 <sup>3</sup> |

Nämnas må ock att i ett genomgånet prov från lerskiktet (b) (75 cm u. y.) endast ett par bok- och *Salix*-pollen iakttagits.

KJELLMARK (1. c.) omtalar även tvenne grävningar invid kanalen, den ena på dess östra, den andra på dess västra sida. Den sistnämnda, som gjordes något 50-tal m söder om p. 17 nedanför Nosemöllakullen, är av största intresset på grund av den brygga (ev. flotte?) jämte talrika stenåldersfynd, som där kommo i dagen.

Rörande därvarande lagerföljd har min anteckning detta utseende:<sup>3</sup>

a) 50 cm. Omrörd, sandig torv.

b) 40 cm. Grus (ockrahaltigt).

c) 20 cm. Svart vedrik torv (alskogstorv).

d) 40 cm. Grönaktig, på växtrester rik lergyttja. Isynnerhet övre hälften rik på hasselnötter, 2 hängen av klibbal, lönnfrukter, *Nymphæa*-frön m. m. samt på gränsen mot följande en nästan vit rand med skal av isynnerhet *Unio* sp. — Å c. 20–30 cm:s djup i detta lager förekom det av KJELLMARK beskrivna stockvirket till bryggan (eller flotten) (se fig. 5) och under plankorna flintor och redskap.

e) 5 cm. Sand, ytterst rik på flintstycken, varibland två skivxor, en flintpryl och flintskrapor.

f) 10 cm +. Seg sandig lera.

D:r KJELLMARK har till förf. överlämnat nedanstående fullständiga förteckning över de fornfynd, som insamlades från lager d:s undre del (under »bryggan») och från lager e: 1 hälft av stor knacksten av grönsten, största diameter 9.5 cm; 1 stor knacksten av Kr. fl., »kula» (största diameter 8 cm); 3 stora knutor av Kr. fl. (resp. 8, 9 och 10 cm:s största diameter); 1 större rundat och några mindre skörbrända stycken av Kr. fl.; 1 skivvyxa av Kr. fl., ganska välformad, längd 6.5 cm, bredd upptill 2.5 cm, nedtill 4 cm;

<sup>1</sup> 2 prov genomgångna.

<sup>2</sup> 1 prov genomgånet.

<sup>3</sup> Överensstämmer med KJELLMARKS profil med undantag av, att jag i hans lager c urskilt trenne olika skikt.

1 d:o jämbred, längd 7 cm, bredd 4.5 cm; 1 stor rak skrapa av tjockt avfall av Kr. fl., längd 8.5 cm, bredd vid skrapkanten 5 cm; 1 borr av avfall av Kr. fl., 14.5 cm lång, upptill 5.5 cm brett; 2 d:o av tjockt avfall, 7 cm långa; 1 rak skrapa av liten spån av ssk. fl., 3.5 cm lång och 2.7 cm bred; 1 spån av ssk. fl., avbruten, 6.5 cm lång, något bearbetad i kanterna; 2 avfall av ssk. fl. (det ena skörbränt); 2 något bearbetade avfall av Kr. fl.; 40 avfall av Kr. fl.



Fig. 5. Parti av »bryggan» vid Nosemölla, Förf. foto aug. 1918.

Mikroskopisk undersökning av gyttjan, såväl (10 cm) över plankverket, som mellan stockarna och under desamma visa, att hela lager d är bildat i bräckt vatten, i det gyttjan innehåller *Campylodiscus clypeus* och *C. echineis* i stor mängd jämte sparsamt *Nitischia scalaris*, *N. tryblionella* och *Cymatopleura elliptica*, ävensom spongienålar, bladtaggar av *Ceratophyllum* m. m.

En pollenanalys från 3 olika nivåer i lager d, resp. över, mellan och under stockarna i bryggan visande utseende:<sup>1</sup>

<sup>1</sup> I torven, lager c, var pollenet starkt destruerat. Av c. 60 där räknade pollen-korn utgjordes c.  $\frac{1}{2}$  av *Alnus*.

| Djup i <i>d</i><br><i>cm</i> | Betula | Fagus | Pinus | Quercus | Tilia | Ulmus | Alnus | Corylus | Salix | Antal pollen |
|------------------------------|--------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|---------|-------|--------------|
|                              | %      | %     | %     | %       | %     | %     | %     | %       | %     |              |
| 10                           | 11     | 1     | 34    | 42      | 8     | 4     | 92    | 45      | 5     | 184          |
| 25                           | 3      | —     | 41    | 46      | —     | 10    | 59    | 61      | 12    | 95           |
| 40                           | 14     | —     | 26    | 52      | —     | 8     | 71    | 100     | —     | 160          |

Markytan vid denna profil befann sig c. 135 *cm* över l. v. y. i Råbelövssjön samt c. 3.75 *m* över havsytan. »Bryggan» torde därför f. n. befinna sig omkring 2.4 *m.* över havsytan.

Vid den på östra sidan om kanalen något nordligare 1918 företagna, av KJELLMARK (l. c.) omtalade grävningen hittades i botten-gyttjan, som åtminstone i sin undre del torde motsvara det fossil-förande gyttjelagret i föregående profil: 1 knacksten av äggformad flintboll av Kr. fl. med kritskorpa med märken efter användning i båda ändarna, 8 *cm* lång; 3 knutor av Kr. fl.; 2 tjocka avfall av Kr. fl.; 1 större bränt, delvis kolvandlat trästycke.

På samma sida om kanalen ännu något nordligare, ungefär rakt V om p. 17, hade jag 1917 gjort en grävning, varvid ett rätt intressant fornfynd gjordes. Lagerföljden var här denna:

a) 160 *cm.* Troligen omrörda lager av lera och torv.

b) 30 *cm.* Svämrtorv med liggande grenar av ek, kluvna hasselnötter, kol och flintstycken. Ett slamprov innehöll bl. a. *Alnus glutinosa* (♀-hängen), *Potamogeton crispus* (1 fruktsten), *Rubus idæus* (2 frukter), *Scirpus lacustris* (allm. frukter).

c) 25 *cm.* Sand med *Campylodiscus clypeus* och *C. echineis* samt lämningar av högre växter, varibland ♀-hängen av *Alnus* och tornar och frukter av slån (*Prunus spinosa*). Vidare förekom här allmänt kol och flintstycken samt en sandstensklubba med borrat hål, mycket lik en dylik tingest, funnen i Maglemoseboplatsen och avbildad av SARAUW (1903, s. 211, fig. 11).

Strax invid profilpunkten hittades vid samma tillfälle i åkern en skivvxa, tydligen uppkastad vid kanalens grävning eller rensning och utan tvivel härrörande från samma av kanalen genomskurna kulturlager, som den genomborrade sandstensklubban tillhörde. De förut omtalade talrika äldre och yngre stenåldersfynd, som tidigare gjorts i kanalen vid Nosemöllakullen, härstamma utan tvivel liksom nu omtalade fynd, dels från det marina bottenlagret, dels från den lakustrina gyttjan eller torven däröver.

Vid p. 13, c. 175 *m* N om fyndplatsen för »kattisorna» etc. (p. 17), är lagerföljden mer fullständig än inom det isolerade nordpartiet av Nosabykärret i övrigt, i det här dytorven under brack-



|       |                                      |                |    |
|-------|--------------------------------------|----------------|----|
| 25 cm | under ytan i sandrik mylla . . . . . | pollenfrequens | 1  |
| 90 »  | » » » » kärrdy . . . . .             | »              | 3  |
| 135 » | » » » » » . . . . .                  | »              | 2  |
| 200 » | » » » » » . . . . .                  | »              | 2  |
| 250 » | » » » » detritusgyttja . . . . .     | »              | 13 |
| 280 » | » » » » » . . . . .                  | »              | 4  |
| 340 » | » » » » brackvattensdy . . . . .     | »              | 12 |
| 410 » | » » » » kärrdy . . . . .             | »              | 18 |
| 475 » | » » » » » (kont. mot lera) . . . . . | »              | 4  |

I övre delen av detritusgyttjan förekommer alltså c. 13 gånger så mycket pollen som i den sandrika myllan (c. 6 gånger så mycket som i den övre kärrdyn), i brackvattensdyn c. 12 och i den undre kärrdyn c. 18 ggr så mycket pollen (resp. c. 6 och 9 gånger så mycket som i övre kärrdyn). Pollenfattigdomen i speciellt den sandrika myllan och den övre kärrdyn torde sammanhånga med att pollenet här delvis destruerats, varför pollendiagrammets övre delar ev. äro något missledande. Den succesiva ökningen uppåt av ekblandskogens pollenhalt i kärrdyn på björkpollenets bekostnad kan dock näppeligen tillskrivas en dylik destruering, då det tjockväggiga björkpollenet torde vara väl så motståndskraftigt som de ädla lövträdens.

Som en jämförelse mellan tabellen s. 569 och diagrammet fig. 6 ger vid handen, överensstämman vid p. 17 — om man frånser björkpollenet — resp. pollenslags inbördes frekvensför-hållanden någorlunda med desamma inom motsvarande lager vid p. 13. — Från det sandrika myllskiktet har något tillförlitligt pollenspektrum ej kunnat erhållas på grund av destrueringen och fattigdomen på pollen i ifrågavarande lager.

#### Konstlade förändringar av Råbelövssjöns och Nosabykärrets dräneringsförhållanden.

För klarläggandet av Råbelövssjöns och Nosabykärrets postglaciala utvecklingshistoria är ej blott de nu skildrade stratigrafiska förhållandena en nödvändig förutsättning. Även de nivåförändringar och förändrade dräneringsförhållanden, som genom mänskligt ingripande åstadkommits, måste såvitt möjligt utrönas.

I lantmäterikontoret i Kristianstad finnas i detta avseende upplysande handlingar jämte karta från 1840-talet rörande en då planerad och även beslutad sänkning av Råbelövssjön och torrläggning av Nosabykärret. Av kartan såväl som handlingarna framgår, att, när undersökningarna sommaren och hösten 1844 försig-

gingo, någon sänkning eller kanalisering av Nosabybäcken eller Nose-ån, som Råbelövssjöns avlopp här kallas, ännu ej förekommit. Å kartan företer vattendraget ett i hög grad slingrande och oregelbundet lopp. Vidare får man veta, att två för trakten viktiga vattenkvarnverk funnos vid vattendraget ifråga, dels den redan omnämnda Nose kvarn eller mölla vid nordändan av Nosabykärret dels Nosaby kvarn vid dess sydända, strax söder om nuvarande landsväg vid Nosaby. Även upplyses man om, att »ägorna utmed det befintliga lilla bäckdraget bestå av mestadelen äng med torvjords beskaffenhet och äro betydelligen sanke och vattensjuka». — Eftersom rivandet av kvarnarna antages medföra en viss torrläggning, kan man förmoda, att de dammbyggnader, som vid bägge kvarnarna förekommo,<sup>1</sup> åtminstone i någon mån höjt vattenståndet i resp. Råbelövssjön och Nosabykärret och bidragit att göra det sistnämnda vattensjukt. Detta bestyrkes ock i viss mån av andra uttalanden. Rörande Nosaby kvarn meddelas nämligen, att den, efter att enligt företett protokoll av den 31 mars 1760 hava »tillkommit efter behöriga syneförrättningar», enligt ett annat protokoll av d. 26 aug. 1793 detta år »medelst dammens höjning undergick någon förändring».

Den 2 maj 1844 utfördes en avvägning från Råbelövssjön till Hammars-Helgesjön av lantmätare HERBST, varvid höjdskillnaden befanns utgöra 7 alnar 22 tum, motsvarande c. 4.7 *m*. — Eftersom Helgesjöns yta då torde befunnit sig lika högt som nu, nämligen 0.9 *m*. ö. h. (DE GEER 1882 s. 9 anm.; eller möjligen något högre; en uppreisning av dess avlopp skall senare hava förekommit, l. c., s. 6), har Råbelövssjöns vattenyta vid ifrågavarande tidpunkt befunnit sig 5.6 *m* ö. h. (eller ev. något högre).

DE GEER (1889, s. 5) meddelar, att 1863, då den topografiska kartan uppmättes, Råbelövssjöns yta befunnit sig 13 fot eller 3.9 *m* ö. h. Sedan HERBSTS avvägning 1844 har alltså Råbelövssjön tydligen sänkts c. 1.7 *m*. Sänkningen torde ha skett på 1840-talet och i överensstämmelse med å sammanträde d. 4 dec. 1844 av lantmätare och godemän fattat beslut sannolikt påbörjats redan 1845 samt åstadkommits genom de nämnda kvarnverkens utrivning och rensning av avloppet.<sup>2</sup>

1865 sänktes Råbelövssjön (enligt DE GEER l. c.) ånyo inemot 4 fot, så att dess yta såväl 1878 som 1883 befanns ligga 9.4 fot eller

<sup>1</sup> Vid Nose kvarn »västra» och »östra dammen», resp. 25 och 63 alnar långa; vid Nosaby kvarn »södra» och »norra dammen», resp. 25 och 41 alnar långa.

<sup>2</sup> Enligt en kand. af EKENSTAM meddelad muntlig uppgift skulle dock Nosemölla rivits efter att ha brunnit först på 1860-talet.

2.8 *m* ö. h. samt 1886 ytterligare c. 0.4 *m*, varigenom höjden över havet nedbragtes till c. 2.4 *m*. Den sammanlagda sänkningen torde alltså uppgå till c. 3.2 *m*.

På grund av avloppets igenväxning och igenslamning torde vattenhöjden senare åter hava stegrats, men genom en 1914 företagen rensning hava nivåförhållandena tiden närmast efter sänkningen återställt.

## II. Allmänna slutsatser.

### Råbelövssjöns senkvartära historia.

Ur profilen genom »Råbelövskärret» torde huvuddragen av Råbelövssjöns senkvartära historia kunna utläsas. Min »läsart» är följande.

Den varviga lera, som iakttagits i skärningens V del, och som V om densamma går i dagen över ett större område, har sederterats under den gotiglaciala avsmältningen, när Råbelövssjön utgjorde en del av den Sydbaltiska issjön eller den stora Skåne-Kalmarissjö, som enligt G. DE GEER (1917, s. 243) här uppdämts mellan den vikande nordliga och den mer stationära baltiska isranden, och vars vatten nått omkring 50 *m* över sjöns nuvarande yta. Den årsvarviga leran började avsättas, när Råbelövssjöns sydända befriades från istäcket, vilket — enligt vad som framgått av ANTEVS geokronologiska undersökningar i trakten (ANTEVS 1915) — inträffat omkring 4100 år före genombrottet i Indalsälven.

Huru den blågrå leran eller kort och gott blåleran, som utgör de biogena avlagringarnas närmaste underlag, bör tolkas, synes mig något ovisst. Framförallt torde tvenne alternativ ifrågakomma. Antingen härrör den från den senglaciala insjö, som bör ha intagit Råbelövsbäckenet, då detta först isolerades ur den sydbaltiska eller Skåne—Kalmarissjön, eller ock representerar den en efter den första isoleringen försiggången transgression av Balticum, som då enligt min mening ej kan ha inträffat senare än i gotiglacial tid.<sup>1</sup> Helst jag alldeles otillräckligt känner blålerans förhållande till den varviga leran (från vilken den dock åtminstone delvis tyckes vara skild genom sandlager), vill jag icke uttala mig till förmån för den ena eller andra tolkningen (jfr nedan beträffande Nosabykärret).

<sup>1</sup> Denna transgression kunde ju tänkas motsvara den gotiglaciala sänkning, som anses registrerad å Västkusten i skalbankar i Uddevallatrakten. Se ANTEVS 1922.

Lergyttjelagret markerar i varje fall övergången till lugnare och grundare sedimentationsförhållanden samt uppkomsten av ett något rikare växt- och djurliv. Pollenspektret med dess höga björk- och sälgpollenfrekvens torde visa, att klimatet ännu vid denna tidpunkt var arktiskt eller subarktiskt. — Diatomacéfloran i samma lager med den allmänna förekomsten av brackvattensarterna *Mastogloia elliptica* och *M. Smithii* talar måhända för, att vattnet, vari sedimentationen försiggått, varit svagt bräckt, möjligen en följd av redan nu inträdd avloppslöshet (jfr SUNDELIN 1917, s. 95—96 och 1919, s. 198).

Även andra — enligt min mening dock mindre sannolika — tolkningar givas, såsom att det vatten, varur Råbelövssjön isolerats, ägt svag salthalt, eller att de ifrågavarande diatomacéerna skulle härröra från förstörda äldre, närmast interglaciala avlagringar.<sup>1</sup>

Ännu en förklaring till brackvattensdiatomacéernas härvaro, som emellertid skulle innebära, att lergyttjan och sannolikt också den oskiktade leran vore av annan ålder och annat ursprung än ovan antagits, måste till sist nämnas och skärskådas. Man kunde ju tänka sig att diatomacéerna i fråga inkommit med den transgredande äldre Ancylussjön såsom relikter från Yoldiahavet. Lergyttjan och väl också den oskiktade leran borde då även vara sedimenterade i Ancylussjön.

Har över huvud Ancylussjön sköljt in i Råbelövssjön — och enligt bl. a. MUNTHES förläggning av A. G. i trakten borde den gjort det (se MUNTHE 1910) — kan dess spår knappast vara att söka annorstädes än just i nämnda sediment, som torde underlagras av varvig lera och överlagras av en otvetydigt lakustrin skalgyttja, som når upp till det senare omtalade litorinalagret. — Det finnes emellertid flera, men framförallt en omständighet, som bestämt synes mig motsäga en tolkning i denna riktning: lergyttjans pollenspektrum. Ancylustransgressionen måste ju vara av framskriden finiglacial eller möjligen tidigt postglacial ålder, vadan vegetationen i Skåne vid dess inträde snarast torde ägt den begynnande värmetidens prägel. Men leran är så gott som pollenfri, och lergyttjans pollenspektrum (björk 77, tall 23 % och *Salix* i mer än 25 % av trädpollenet) pekar, som redan sagts, på arktisk eller

<sup>1</sup> På sistnämnda sätt vill MUNTHE 1920 (s. 145 och 150) förklara ett par likartade fynd av brackvattensdiatomacéer i Tolånga mosse i Tolånga sn samt en mosse NO om Eriksdals järnvägsstation, båda i Skåne. I synnerhet å den förstnämnda lokalen (där bl. a. även *Mastogloia Smithii* tämligen allmänt förekommer) överensstämma fyndomständigheterna på det allra närmaste med dem i Råbelövssjön. Mot MUNTHES tolkning synes mig tala den rel. höga frekvens, vari ifrågavarande arter uppträda och — vad åtminstone Råbelövsfyndet angår — deras goda bevaringstillstånd.

subarktisk tid. T. o. m. rätt högt upp i den undre skalgyttjan torde pollenfloran snarare ange goti- än finiglacial ålder (björk 23, tall 76, ekblandskog 1 % samt hassel 5 % av trädpollenet). I varje fall når icke ens här ekblandskogens pollenprocent samma höjd som i de icke så avlägsna Svärdborgs och Maglemoses till ancylustid hörande kulturlager (»Mullerupspektrum». JESSEN 1920, s. 114).<sup>1</sup>

Den undre skalgyttjan har alltså enligt min mening avsatts i den från samband med Balticum avstängda Råbelövssjön under goti-, fini- och tidigt postglacial tid (enligt DE GEERS terminologi). Och Ancylussjön har enligt min åsikt aldrig nått in i Råbelövs-sjön (se vidare nedan angående Nosabykärret).

Flera omständigheter synas tala för, att ett lågt vattenstånd varit rådande i Råbelövssjön under den praelitorinala tiden, nämligen dels förekomsten av *Cladium*frukter genom hela den undre skalgyttjan i »Råbelövskärret», dels den av pollenanalysen att döma från nämnda tid härrörande undre delen av kärrtorven i samma kärrs västra del, som där på grusigt underlag nedgick nära meterdjupt under nutida lågvattenyta, dels slutligen den med undre skalgyttjan vid Råbelövsprofilen ekvivalenta *Cladium*- och brunmossförande »levertorven» i Nosabyprofilens Råbelövsdel, som (visserligen i en från sjön i ö. i viss mån isolerad sänka) nedgick omkring 8 m under sjöns nuvarande yta och mer än 5 m under havsytan. Det låga (boreala) vattenstånd, som i praelitorinal tid rått i Råbelövssjön, har helt visst medfört avloppslöshet. Det skulle också i själva verket behövas en jämförelsevis ringa minskning av den nutida nederbörden eller höjning av temperaturen och därmed avdunstningen, för att Råbelövssjön med dess obetydliga tillflöden årligen skulle bli avloppslös.

Under litörinasänkningen bryter Östersjöns vatten åter in i Råbelövssjöns bäcken, och detta intages av en havslagun med bräckt vatten, vari *Campylodiscus clypeus*, *C. echineis*, *Nitschia tryblionella*, *Surirella striatula* och natesärv ymnigt frodas vid sidan av färskvattensformer, isynnerhet arenaria-arter. Strax före havets inbrott i Råbelövsbäckenet spelade ännu den ädla lövträdsfloran en jämförelsevis underordnad roll (pollenfrekvensen knappt 10 % av de skogbildande trädens pollensumma), men innan det åter drar sig tillbaka därifrån, torde den blivit dominerande (pollenfrekvensen mer än 40 % av trädpollenet).

<sup>1</sup> Ancylustransgressionen vill ANTEVS (1922) parallellisera med den tidigt postglaciala sänkning, han anser konstaterad å Västkusten. — Ett inslag av Balticum i Råbelövssjön under den tidigare finiglaciala sänkning, som skulle påvisats å Västkusten (l. c.), är av samma grunder, som anförts mot Ancylussjöns transgression i bäckenet föga troligt.

När Litorinahavet nådde in i Råbelövssjön, frodades i dess södra del en rik vattenvegetation, karakteriserad av *Najas marina* och *Clypeus*-flora. Redan innan havet definitivt dragit sig tillbaka från sjön, har måhända gungflybildningar med *Amblystegier* och *Carices* (samt *Cladium*?) utträngt bland vattenvegetationen, t. o. m. utanför nutida lågvattenstrand, att döma av brackvattensorganismers närvaro i därvarande »sjökärrtorv». Men det kan också tänkas, att Litorinahavet först dragit sig tillbaka och sedan åter sköljt in i sjön, och att igenväxningen i fråga ägt rum under melantiden.

Några markerade strandlinjer, som med säkerhet utmärka Litorinahavets högsta nivå inom Råbelövssjöns bäcken, har jag icke iakttagit. Kring den närbelägna Ifösjön finnas emellertid utmejslade terrasser och strandvallar å c. 7.5 m:s h. ö. h. (se DE GEER 1889, s. 87), som möjligen delvis utbildats av Litorinahavet under dess maximistånd; vidare praktfulla litorinagränsvallar omkring 8 m ö. h. mångenstädes å Listerlandet längre österut (DE GEER 1882, HOLST 1899). Iakttagelser från närgränsande sjöar ger anledning förmoda, att havsytan inom Råbelövsbäckenet under litorinatiden ej nått fullt så högt, approx. 7 m över nuvarande havsyta. Djupet vid passpunkten i sundet, som förband Råbelövs- och Nosabybäcken, bör då hava utgjort c. 3.5 m (vid p. 10), ev. med en något djupare mittfåra (jfr s. 563).

När Råbelövssjön åter isolerades från Balticum, äro vi inne i den torra subboreala tiden. Vattenståndet i sjön har, av lagerföljden i Råbelövsprofilen att döma, sannolikt åter sjunkit under passhöjd och Råbelövssjön blivit en tidvis avloppslös sjö, vars omfång alltmer kringsskurits av de från stränderna utväxande kärrformationerna. Öster om Råbelövs herrgård, varifrån Råbelövsprofilen härrör, torde sålunda den gungflyartade stranden denna tid kommit att ligga omkring 250 m utanför nuvarande lågvattenstrand.

När den subatlantiska tidens fuktigare och kallare klimat efterträdde den subboreala tidens torrare och varmare, steg vattenståndet i sjön. Strandkärren dränktes, varvid kärrsamhällena gingo under, och skalgyttja samt längre in svämsand började avsättas över deras rester. Härigenom förstörades sjöns areal ej obetydligt. Ö om Råbelöv utflyttades sålunda nu eller senare, som av profilen framgår, stranden c.  $\frac{1}{2}$  km. — Som pollenanalysen synes visa, kom den ädla lövträdsfloran i omgivningen att spela en mindre framträdande roll, samtidigt som gran och bok bli representerade.

Huruvida sjön uppnått sitt av strandlinjen å c. 3 m. över nu-

varande sjöytan markerade maximistånd av 5,6 *m* ö. h. redan i subatlantisk tid (ss. 557, 574, 575), lär knappast kunna avgöras. Troligast synes mig emellertid, att höjningen skett successivt i samband med igengrundning och igenväxning av utloppet, senare även genom dammbyggnaderna vid Nosamölla och Nosaby (s. 573 ff.). Denna stegring torde hava avbrutits först genom de på 1840-talet påbörjade sänkningarna. Uppdämningens storlek kan aprox. uppskattas till c. 2 *m*, eftersom mineraljordsbotten under torven vid sidan av den sannolikt ännu något djupare mittfåran vid avloppströskeln ej når högre än c. 3.5 *m* ö. h.

#### Råbelövssjöns stenåldersboplatser i relation till dess historia.

Efter den på stratigrafien i Råbelövssjöns strandkärr fotade skisseringen av sjöns senkvartära utvecklingshistoria, skola vi se till i vad mån denna kan kasta ljus över de problem, som äro förknippade med de inom densamma gjorda boplatssfunden, framförallt de rika fynden vid Kristinelunds badhusbrygga.

Först må då sägas beträffande sistnämnda fynd, att fyndomständigheterna och naturförhållandena på platsen otvivelaktigt tala för, att samtliga föremål här hava funnits i sekundärt läge, sannolikt utsvallade från boplatser, som en gång legat å den raserade, leriga moränstranden. Den blockrika hopskjutna stenbarriär, som inåt land begränsar den långsluttande fyndrika strandzonen (fig. 2), leder nämligen uppenbart sitt ursprung från tiden efter sänkningarna på 1840- och 1860-talen. Den har utbildats genom att isen sammanskjutit block vid Råbelövssjöns genom sänkningarna uppkomna nya strand. Den 15—25 *m* längre in belägna blockstranden har utbildats på liknande sätt vid den före 1845 existerande stranden. Det leriga moränmaterialet och med det utan allt tvivel stenåldersfynden hava genom vågsvallet utsköljts, och de något större föremålen hava hamnat på den långsluttande botten utanför den yttre blockbarriären.

Genom denna tolkning förklaras också enklast blandningen av äldre och yngre stenåldersformer. De kunna härröra från olika sannolikt å skilda nivåer liggande boplatser, som spolierats av vågorna, och vilkas innehåll blandats om vartannat.

Den av kand. af EKENSTAM iakttagna fyndanhopningen vid och mellan större stenblock skulle visserligen kunna tolkas som en primär företeelse, beroende på att här de egentliga boplatserna legat, men vida sannolikare, för att icke säga säkert, är, att vågsvall och virvlar vid och mellan blocken är skulden.

Huruvida en liknande tolkning som denna kan ges även beträffande boplatssfunden å Näsudden och vid Österslöv, har jag ej varit i tillfälle att undersöka, men det är ytterst sannolikt.

Den nu givna förklaringen avlägsnar dock icke alla svårigheter, som äro förknippade med Råbelövsboplatserna. Materialet i dessa omspanner en stor del av stenåldern från äldre stenålder t. o. m. gånggriftstid och ev. senare. De till äldre stenålder hänfödda benredskap, som så talrikt träffats i boplatserna vid Kristinelund, hava i allmänhet ansetts tillhöra ancylustid, sålunda tiden före litorinatransgressionen (se t. ex. HOLST 1909; LINDQVIST 1918). Nyligen har emellertid KJELLMARK (1919) gjort gällande, att de till ancylustid vanligen daterade benredskapsfynden i själva verket äro yngre, föreskrivande sig från tiden omkring eller efter Litorinahavets maximum. KJELLMARK stöder dock sin åsikt väsentligen på sin datering av Listerlandets benredskap. Sistlidna sommar hade emellertid förf. tillfälle att företaga förnyade undersökningar av lokalerna för flera av där gjorda benredskapsfynd, vilka undersökningar givit till resultat, att ifrågavarande fynd enl. förf:s mening utan allt tvivel tillhöra tiden före litorinatransgressionen i traktens mossar. För min del håller jag därför för troligast, att den likartade ålderdomliga och rika benkulturen i Råbelövssjön även åtminstone till en del tillhör tiden före Litorinahavets inbrott i sjön, delvis kanske också tiden för detta.<sup>1</sup>

Som stratigrafien i strandkärren otvetydigt synes visa, har vattenståndet i Råbelövssjön under ancylustid (boreal tid) varit synnerligen lågt — tidvis sannolikt lägre än nu. Någon som helst anledning att antaga, att det folk, som redan då slagit sig ned vid Råbelövssjöns SV strand, levat å flottar finnes ej — icke ens om fynden skulle befunnit sig in situ, vilket emellertid icke är fallet.

När havet vid litorinatransgressionen bröt in i Råbelövssjön, ändrades ju naturligen i hög grad existensvillkoren vid boplatsskolorna. Den beboeliga platsen kringkars alltmer och slutligen återstod av den forna udden blott en liten holme, som en eller annan meter höjde sig ur Litorinahavets bräckta vatten. Troligt är att boplatser även under Litorinahavets inbrott i sjön funnits på platsen, på den mot faror skyddade holmen (märk förekomsten av sälben i fyndmaterialet). Ovisst är emellertid, om den hyst några bebyggare under Litorinahavets maximistånd, då holmens areal varit högeligen inskränkt.

<sup>2</sup> Obs. även MUNTHE 1920, s. 166 och 167, där ett fynd av »fågelpil» av samma slag, som funnits i Råbelövssjön, omtalas och avbildas, vilket gjorts i en mosse nära Bromma kyrka i Skåne i »levertorv», som enligt pollenanalys bildats före ekens invandring.

Efter Råbelövssjöns definitiva isolering från Balticum, vilket torde ha inträffat, när ungefär halva litorinaböjningen fullbordats, sjönk som nämnt vattenytan i sjön ånyo ned till och troligen under nutida vattennivå. Åtminstone tvenne boplatser hava under nu rådande yngre stenålder legat å den till udde åter förvandlade omtyckta boplatsslokalen i Råbelövssjöns sydvästvik. Nu lika litet som beträffande de äldre fynden har man, synes det mig, någon grundad anledning att tillgripa flottesboplatshypotesen.

När den subatlantiska tiden inbröt, var ju stenåldern (och desslikes bronsåldern) tillända. Men boplatstresterna funnos dolda i



Fig. 7. »Kalvhagen», där de flesta fornfynden äro gjorda, sedd från söder.  
Förf. foto <sup>21</sup>/<sub>8</sub> 1921.

leran mellan stenar i strandsluttningen. De äldsta boplatsspåren, som antagits tillhöra tiden före litorinatransgressionen i sjön, hade dock måhända redan under denna till god del sköljts ned på lägre nivåer och hamnat vid eller utanför den subboreala Råbelövssjöns strand. Nu kom i vart fall turen till de yngre boplatser, som härrörde från subboreal tid, och som legat nedanför den höga strandlinjen från tiden före 1845, att spolieras av vågsvallet under det stigande subatlantisk-recenta vattenståndet och få sitt innehåll nedflyttat.

De boplatser, vars inventarier träffats vid och utanför stranden efter 1800-talssänkningarna, kunna alltså hava legat, vad de äldsta beträffar, var som helst upp mot L. G. c. 5 m ovan nutida sjöyta, och, vad de yngre subboreala angår, mellan nutida strand eller

utanför denna och den 15—25 *m* därinnanför belägna subatlantisk-recenta stranden å c. 3 *m* över sjöns yta. Inom hela denna zon är det finare materialet mellan blocken till stor del utsköljt och med det fornsakerna.

När ringgraven, som kringgärdar stenålderskullen, tillkommit, vågar jag ej med någon säkerhet yttra mig om. Föga troligt, om ej alldeles uteslutet, är, att det skett under stenåldern — i så fall



Fig. 8. Parti av ringgraven runt »Kalvhagen»-kullen. Förf. foto <sup>21</sup>/<sub>3</sub> 1921.

redan under den tid Litorinahavet nådde in i sjön. Säkert torde vara, att den grävts i försvarssyfte samt under en period med högt vattenstånd — sannolikast kanske under subatlantisk tid — alltså under något skede av järnåldern.<sup>1</sup>

#### Nosabykärrrets senkvartära utvecklingshistoria.

HOLST (l. c. s. 26, 49, 73), som företagit en grävning i Nosabykärrrets centrala del, har där funnit en lagerföljd i huvudsak lik den, som återfinnes i vissa av min profils mittpartier.<sup>2</sup>

Den av sand över- och underlagrade blålera, HOLST funnit i bott-

<sup>1</sup> Några blockrader, möjligen angivande fornlämningar, iakttogs å kullen.

<sup>2</sup> HOLSTS profil har detta utseende, uppifrån-ned: torvdy 0.4; gyttja 2; torvdy 0.4; sand med snäckskal 1.1; blålera 1.4; sand 0.7 *m* +.

nen av sin profil, och som under liknande förhållanden flerstädes återfinnes vid min skärning (såväl som den över- och underliggande sanden) tolkar han som en i Ancylussjön avsatt bildning. Han har emellertid, lika litet som jag, här funnit några diatomacéer eller något annat, som med fog kunde berättiga till en dylik tolkning. Endast några sporadiska björk- och tallpollen har jag iakttagit i leran. — Från den överliggande sanden, som på sina håll skiljer leran från torven, uppger däremot HOLST några färskvattensdiatomacéer jämte brackvattensarterna *Campylodiscus clypeus* och *Nitschia scalaris* samt (icke bestämda) mollusker. Själv har jag i motsvarande lager (se s. 564) likaledes funnit mollusker, varibland *Unio* sp. kunnat bestämmas av specialist, samt en fruktsten av *Potamogeton* cfr *natans* (därjämte substitutionsartat (?) *Phragmitesrizom*). Att den så gott som fossilfria blåleran, lika väl som sandskikten, som f. ö. ofta övergå i leran, kunna vara sedimenterade i Ancylussjön, anser jag mycket litet troligt, så mycket mindre som pollenfloran ännu i överliggande lager torde ange ett vida tidigare skede (se fig. 3).

Med all sannolikhet är blåleran i botten av Nosabykärret av samma ursprung som den likartade leran inom Råbelövsbäckenet, enligt min förmodan alltså troligast utsvämmad i senglaciala vattensamlingar, som uppkommit vid havets första regression från området eller härrörande från en senare gotiglacial transgression av Balticum. Den stundom mäktiga sand, som underlagrar blåleran och i sin tur torde underlagras av varvig lera (som jag dock endast konstaterat vid p. 11, där den uppträdde under decimeterdjup, sandig blålera), kunde möjligen tyckas tala till förmån för transgressionshypotesen. Men den torde också kunna förklaras som under Balticums sjunkande utsvämmat distalt strandgrus, kanske även på annat sätt.

Huru som helst har området småningom intagits av på grund av sedimentation och ev. avdunstning allt grundare vattensamlingar utan samband med Balticum, vari gyttja avsatts (pp. 21—23). Genom igenväxning medelst *Phragmites*, *Cladium*, starrarter, *Meynanthos*, m. m. försvunno slutligen dessa, varefter hela området kom att intagas av väldiga, sammanhängande kärrmarker, vari agen mångenstädes spelade huvudrollen.

Detta kärr synes sedan hava ägt bestånd intill Litorinahavets transgression, ostört av ancylustransgressionen, som enligt min tro icke ens nått Nosabykärrets höjd, ehuru nu detta endast befinner sig ett par meter över havsytan. Rön från åtskilliga andra av mig studerade lokaler i trakten hava styrkt mig i min uppfattning,

att Ancylussjön i Kristianstadstrakten icke kan hava nått mer än högst obetydligt högre än nuvarande havsyta. — Under Ancylussjöns regressionskede har *Balticum* dragit sig allt längre, slutligen halvannan mil bort från Nosabykärrrets gränser och utanför nutida kust, och dess yta har — av flere under havets nivå belägna, av mig undersökta torvmossar att döma — i Kristianstads trakten nedgått c. 4 *m* eller något mer under Östersjöns nuvarande yta.

De enstaka brackvattensdiatomacéer, som HOLST anmärkt från sanden närmast under torven, anser han ditkomma med Ancylussjön såsom relikter från Yoldiahavet. Enligt min övertygelse hava de emellertid ett helt annat ursprung. Själv har jag vid p. 22 i min profil funnit fragment av samma brackvattensarter genom hela den här tämligen luckra *Phragmites-Cladium*-torven under litorinalagret. Och liknande förhållanden har jag råkat på inom flere andra av traktens under litorinasänkningen av havet översvämmade kärr och mossar. — Jag håller för troligast, att dessa förrirrade, så gott som alltid fragmentariska brackvattensdiatomacéer, som aldrig äro några andra än de i litorinalagren allmänt förekommande, antingen medföljt vid litorinatransgressionen direkt nedsipprat havsvatten eller ock kommit på sin nuvarande plats senare, kanske först efter kärrets torrläggning, genom nedträngt dagvatten, som passerat det överliggande litorinalagret och där bemängts med diatomacéfragmenten ifråga. — Det kunde ju tyckas, att — om min tolkning är riktig — även pollenspektra borde ha influerats av denna infiltration. Men detta har av allt att döma icke varit fallet (se nedan). Förklaringen härtill kan emellertid bl. a. tänkas sammanhänga med, att diatomacéerna ha större specifik vikt än pollenkornen, vilka därför lättare adhereras av och fastna i gyttnan, resp. torvens ytskikt.

Under litorinasänkningen bröt havet in över kärret, fördränkande och delvis bortsköljande den bildade torven. Det sistnämnda har i synnerhet inträffat inom Nosemöllabassängen, där vågorna pressats in och mött det från Råbelövssjön utströmmande vattnet. Här vilar fördenskull det litorinala brackvattenslagret i allmänhet direkt på det sandiga eller leriga kärrunderlaget, vars översta skikt omlagrats och inmängts med brackvattensorganismer.

Djupet i det sund, som vid Nosemölla satte Nosemöllabassängen i förbindelse med det övriga Nosabybäckeniet, bör vid Litorinahavets maximistånd hava varit c. 4 *m* (p. 19), medan bredden utgjort ett 50-tal *m*. — Nosemöllahöjden (där kvarnen stått) bildade en västerifrån framskjutande udde, som skilde de bägge partierna av

bäckenet, och som omedelbart invid sundet obetydligt höjde sig ur vågorna.

När negativ strandförskjutning åter vidtog, avsnördes Nosemölla-bäckenet från sambandet med Litorinahavet vid en tidpunkt, då c. 47 % av litorinahöjningen bör hava återstått. Nosemöllabäckenet intogs då till en början av en liten sjö eller damm, varigenom Råbelövssjöns vatten avbördades — när den hade något vatten att avbörda. När Östersjön drog sig tillbaka från det egentliga Nosabykärret, uppstod här ej några insjöar, utan hela området synes straxt hava inkräktats av starrformationer, vari agen ej mera ingick. Under den subboreala torrtid, som nu följde, växte också Nosemöllabassängen igen genom kärr- och skogssamhällen (genom de sistnämnda vid de torrare delarna kring avloppet).

Under denna tid torde som nämnt Råbelövssjön åtminstone periodvis varit avloppslös och följaktligen Nosabybäcken ej längre fört något vatten eller i vart fall endast tillfälligt och obetydligt.

När vid den subatlantiska tidens inbrott grundvattnet i Nosabykärret steg, ersattes dess kärr- och lövskogssamhällen av mer fuktighetsfördragande magnocariceta. När sedan Nosabybäcken om vårarna steg över sina bräddar, översvämmades kärret, och sand eller lerslam avsattes i sänkorna och inlagrades i torven (obs. sandlagren vid pp. 11—12 och 24 samt lerlinsen mellan pp. 15 och 19).

Dessa fuktiga förhållanden fortsatte och troligen stegrades in i historisk tid genom Nosabybäckens igengroning och de senast sedan mitten av 1700-talet existerande kvarndammarna vid Nosaby. Genom dessas rivning och kanalgrävningarna på 1840- och 1860-talen torrlades slutligen kärret och uppodlades, varvid den subatlantisk-recenta torven alltmer sammansjunkit och destruerats.

Bekräftelsen på, att ovanstående tolkning åtminstone i sina huvuddrag måste vara riktig, giva pollenanalyserna, samtidigt som de giva en del andra antydningar av intresse. Jag skall därför slutligen göra några påpekningar och jämförelser beträffande de bägge pollendiagrammen från Nosabykärrets centrala del (= »Nosabydiagrammet») och från Nosemöllabassängen (= »Nosemölladiagrammet»). Överensstämmelse mellan båda råder i stort sett i fråga om gången av ek-, tall- och björkkurvorna, ävensom i viktiga avseenden ifråga om al-, hassel- och *Salix* kurvorna. I de äldsta, i någon större utsträckning pollenförande senglaciala lagren äro sålunda av trädslagen endast tall och björk representerade och sistnämnda i påfallande hög grad (vid bägge diagrammen c. 40 % björk och c. 60 % tallpollen), varjämte en icke ringa halt av

sälg- eller videpollen förekommer. Vid Nosabydiagrammet träffas ock en ringa procent »*Corylus*»pollen.

I yngre prælitorinala lager blir i bägge diagrammen tallpollen dominerande (80 å 90 %), samtidigt som björk- och *Salix*pollen avtar och ekblandskogens representanter (inklusive hasseln) bli sparsamt företrädade. De sistnämnda nå i lager äldre än litorinatrangressionen i kärret icke någon högre frekvens, i diagrammet från Nosabykärrets centrala del, där lagerföljden är mindre ramporerad av det inbrytande havet, dock slutligen nående c. 10 %.

I litorinalagret stiger ekblandskogens pollenhalt i bägge diagrammen till c. 40 % (jfr. analysen från litorinalagret i Råbelövs-sjön), samtidigt som al- och hasselpollenprocenten nå höga värden och även björk- och sälgpollenhalten stegras, medan tallpollenkurvan nedgår till allt lägre belopp.

I efter litorinatrangressionen bildade lager, varifrån dock spektra på grund av pollenets partiella destruering och fåtalighet måhända äro mindre tillförlitliga, sker en svagare ökning av tallpollenfrekvensen och minskning av björk-, sälj- och alpollenfrekvensen, vilken senare vid Nosemölladiagrammet är särskilt påfallande, medan ekblandskogens pollenfrekvens håller sig någorlunda oförändrad. Vid bägge diagrammen visar sig här även fåtaligt bokpollen (vid Nosemölladiagrammet även gran- och överst *Carpinus*-pollen), som vid andra punktprofiler iakttagits redan i litorinalagret (s. 571). Bägge diagrammens översta delar synas vara av (sen)subboreal ålder. Subatlantisk-recenta spektra, där bl. a. en hög bokpollenhalt varit att vänta, saknas i diagrammen, emedan inga tillförlitliga analyser kunnat erhållas från de översta starkt destruerade torvlagren (jfr. »normaldiagrammet» för en sydiskansk mosse hos L. v. Post 1919 s. 165).

Olikheter mellan diagrammen förekomma emellertid ock. Sålunda faller strax i ögonen Nosemölladiagrammets vida större regelbundenhet, vilket uppenbart sammanhänger med, att pollenregnets modersamhällen här befunnit sig i profilpunktens omedelbara närhet. Nosabydiagrammets mera schematiska enkelhet åter skylles profilpunktens betydligt större avstånd — flere hundra meter — från de närmast pollenalstrande skogarna och snären. Det utgör därför en tillförlitligare projektion av traktens allmänna vegetationsförhållanden än Nosemölladiagrammet, som åter i högre grad avspeglar de lokala vegetationsförhållandena i Nosemöllabassängens omedelbara närhet.

En egendomlighet för Nosemölladiagrammet är exempelvis, att detritusgyttjan strax ovan litorinalagret visar ett absolut björk-

pollenmaximum med 49 % samtidigt som ett absolut tallpollenminimum med 19 %, häntydande på att björken jämte de ädla lövträden helt eller i det närmaste undanträngt tallen i bassängens närmaste omgivning under tiderna, närmast efter isoleringen.

Den kolossalt höga alpollenfrekvensen (intill 97 % av ekblandskogens, tallens och björkens pollenfrekvens) likaväl som mängden av *Salix*pollen i Nosemöllabassängens litorinagyttja och överlagrande lakustrina gyttja vittna vidare otvetydigt om, att stränderna kantats av al- och videsnår. Hasselpollenfrekvensen, som först mot slutet av insjöstadiet når sitt maximum med 60 % av trädpollenet, (samtidigt med ett sekundärt alpollenmaximum), är dock även i litorinalagret anmärkningsvärt hög, och i litorinalagret vid »bryggprofilen» omedelbart nedanför Nosemöllakullen når frekvensen 100 % av trädpollenet, sannolikt beroende på att å udden och annorstädes kring bassängen rena hasseldungar funnits, ehuru hasseln naturligtvis även ingått i de ekblandskogar, som omkransat densamma (märk även förekomsten av brända hasselnötsskal i litorinalagrens kulturlager). Möjligen har också alen ingått som beståndsdel i ekblandskogarna (se JESSEN, s. 236). Dessa synas hava bibehållit sin under litorinatrangressionen erövrade rangplats i traktens skogssamhällen in i bildningstiden för de troligen sensubbboreala torvlager, varifrån de yngsta analyserna härröra.

Ett karakteristikum för Nosabydiagrammets yngsta led är att hasselpollenet först här når sitt maximum med 44 % av trädpollenet, troligen emedan hasseln börjat uttränga över det torra subbboreala kärret.

#### Nosabykärrets stenåldersfynd i relation till dess utvecklingshistoria.

Stenåldersfynden i Nosabykärret vid Nosemölla förskriva sig uppenbart, liksom fynden i Råbelövssjön, från ganska vitt skilda tider. Då härvarande fynd i motsats till nyssnämnda befinna sig in situ, kan man också mer noggrant än där fixera deras geologiska ålder. Som av det anförda framgår, kan man här urskilja dels äldre i litorinaavlagringarna inbäddade och med dessa samtida kulturlager (någon nedsjunkning från yngre lager är av flere anledningar utesluten), dels yngre förskrivande sig från tiden efter det Litorinahavet dragit sig tillbaka från Nosemöllabassängen.

Den i (av torv omedelbart överlagrade) litorinagyttjan inbäddade »bryggan», såväl som de under denna i gyttjan eller strand-sanden funna, grovt tillhuggna skivyxorna, skrapor, borrar, knackstenar m. m. och den egendomliga sandstensklubban av »Maglemose-typ» från en nordligare lokal förskriva sig utan allt tvivel från

den tid, då Litorinahavet nådde in i bassängen vid Nosemölla och i Råbelövssjön. Detsamma gäller med all säkerhet åtminstone en del av de ben- och flintföremål, som förut vid bäckrensningar kommit i dagen (sid. 561).

Fyndens talrikhet och beskaffenhet vittna otvivelaktigt om bosättning vid fyndplatsen. Bosättningen har utan tvivel varit lokaliserad å den brant sluttande udde, som Nosemöllakullen vid denna tid utgjort, och där ej ens vid Litorinahavets maximistånd bosättning torde varit helt utesluten. Läget har nog valts framför alltmed hänsyn till de gynnsamma fiskemöjligheter, som här bör hava förelegat; kanske också emedan platsen ur försvarssynpunkt var lämplig.

Av ganska stort intresse är »bryggan» (fig. 5), som både under- och överlagras av stadig litorinalergyttja. Den har tydligen, efter att ha nedsjunkit på havsbotten, inbäddats i havsgyttjan. Vad inrättningen i själva verket varit, är på grund av den ofullständiga utgrävningen svårt att säga. Kanske har den, som KJELLMARK antagit, varit en brygga, avsedd att underlätta landstigning vid roddfärder eller också en flotte, varmed trafiken mellan sundets närbelägna stränder uppehållits. Mindre troligt, om än icke uteslutet, synes mig, att det skulle vara rester efter en boplatsflotte, något som fyndens talrikhet under densamma kunde tyckas tala för.

Pollenanalyser från gyttjan under och mellan stockvirket (s. 571) visar ekblandsskogen på höjden av utveckling (resp. 60 och 56 %). Strax ovan detsamma har bokpollen iakttagits.

Eftersom havet lämnade Nosemöllabassängen, när ungefär halva litorinahöjningen var till ända, kan detta sättas som ifrågavarande fynds geologiska minimiålder.

Fiskeinrättningen och i samband därmed gjorda fynd av ett släpat stenyxfragment, utbuktade skivskrapor och kantbit av lerkärl m. m., vilka alla anträffats in situ i rent lakustrin gyttja, överlagrande de litorinala brackvattenslagren, tillhöra givetvis en senare tid än nyss behandlade fynd. De förskriva sig nämligen från tiden efter Nosemöllabassängens och möjligen hela Nosabykärrets isolering från Litorinahavet, då den förra inkräktats av ovan omtalade lilla sjö eller damm, varigenom Råbelövssjön haft sitt utlopp. De tillhöra följaktligen tiden efter det att c. 50 % av litorinahöjningen ägt rum och visa, (som ju var att vänta) att vid denna tidpunkt den yngre stenåldern icke var till ända.

Även beträffande dessa fynd uppvisar pollenanalysen (s. 569) värmetidens höga procent av ädla lövträdspollen (c. 50 %), varjämte bokpollenets sällsynta uppträdande torde peka på en rel. framskriden del av densamma.

Över det artefaktförande gyttjelagret vilar, som de anförda profilerna visat, en subboreal lövskogstorp och däröver ett lager av subatlantisk-recent svämmlera, i sin tur täckt av torvmylla av ungt datum och rörd av plogen. Svämmlerlagret har gett KJELLMARK (1919) anledning till en tolkning av lagerföljden vid Nosemölla och i Nosabykärret i övrigt, som jag icke kan dela. Innan en ingående mikroskopisk undersökning av proven från hela den invecklade lagerföljden ägt rum, var det knappast möjligt att riktigt tolka densamma, och för egen del ville jag ej dessförinnan fatta någon bestämd position. Närmast till hands syntes emellertid ligga att tolka svämmleran såsom motsvarande det marina lagret ute i kärret, som det till sitt läge och i viss mån även makroskopiska utseende syntes motsvara.<sup>1</sup> Med denna tolkning och med hänsyn till de från yngre stenåldern härrörande fynden under den förmodade marina avlagringen drevs — ganska naturligt, men icke desto mindre enligt min övertygelse felaktigt — KJELLMARK att omfatta den tidigare av bl. a. G. DE GEER (1882) framställda men åter (1890) övergivna åsikten om en andra postglacial, i sen litorinatid förgångningen transgression av havet. KJELLMARK trodde sig ock genom detta antagande bäst kunna tolka vissa svårtydda lagringsförhållanden i samband med fornfynd å Listerlandet. — Genom min ovan gjorda utredning hoppas jag hava visat, att från Nosabykärret intet stöd kan hämtas för en dylik sen transgression (tydligast torde det framgå av pollenanalyserna). Av mig sistlidna sommar företagna förnyade undersökningar av Listerlandets kärr och mossar hava dessutom gett vid handen, att ej heller dessa lära kunna åberopas som stöd för sådan sänkning. Tvärtom torde även de otvetydigt visa, att en dylik ej förekommit, vilket jag i en annan redan utarbetad uppsats hoppas kunna ådagalägga.

De i Nosabykärrets litorinalager iakttagna bokpollenen häntyda emellertid på, att havet först i framskriden litorinatid dragit sig tillbaka från kärret. Vad Nosemöllabassängen beträffar, har det dock bevisligen skett före den yngre stenålderns utgång. Att boken dessförinnan kunnat riäta sin första pollenskrift i kärret är ej ägnat att förvåna, då man (av kolfynd i gånggrift; se JESSEN s. 238) vet, att den redan under gånggriftstid förekom på NO Sjöland.

Juni 1921.

<sup>1</sup> Enligt KJELLMARK 1. c. skulle jag uppgivit, att jag i svämmlerlagret anträffat brackvattensdiatomacéer. Det torde då varit vid en 1918 företagen preliminär undersökning, varom jag dock ej funnit någon anteckning. Att enstaka fragment av brackvattensdiatomacéer kunna anträffas i svämmlerlagret, är i vart fall icke blott möjligt utan sannolikt, då jag flere gånger iakttagit dylika i Nosabykärrets och Råbelövssjöns subatlantisk-recenta svämavlagringar, sekundärt insvämmade från destruerade litorinalager (se s. 564).

## Anförd litteratur.

- 1879 AHLÉN, A. Om stenåldersfynden i Råbelövssjön, — Kristianstad H. A. L. Årsredogörelse 1878—1879. — Kristianstad.
- 1915 ANTEVS, E. Landisens recession i nordöstra Skåne. — Geol. Fören. Förh. Bd 37.
- 1922 — Senkvartära nivåförändringar i Norden. — Geol. Fören. Förh. Bd 43.
- 1882 DE GEER, G. Om en postglacial landsänkning i södra och mellersta Sverige. — Geol. Fören. Förh. Bd 4.
- 1890 — Om Skandinavians nivåförändringar under Quartärperioden. Sv. Geol. Unders. Ser. C. N:o 98.
- 1917 — Fjärrkonnektionen längs de gotiglaciala gränsmoränerna i Scanodania och Nordamerika. G. F. F. Bd 39.
- 1899 HOLST, O. Om Östersjöns och Bottniska vikens postglaciala geologi. S. G. U. Ser. C. N:o 180.
- 1909 — Postglaciala tidsbestämningar. — S. G. U. Ser. C. N:o 216.
- 1920 JESSEN, K. Moseundersøgelser i det nordøstlige Sjælland. — Danm. Geol. Unders. II. Række Nr 34.
- 1904 KJELLMARK, K. Översikt av Sveriges stenåldersboplatser. — Ymer.
- 1919 — Om benredskapen från mossarna på Listerlandet i Blekinge. — Studier tillägnade Oscar Almgren 9/11 1919.
- 1918 LINDQVIST, S. Nordens benålder och en teori om dess stenåldersraser. — Rtg 1918.
- 1910 MUNTHE, H. Studies in the Late-Quaternary history of Southern Sweden. — G. F. F. Bd 33.
- 1920 — etc. Beskrivning till kartbladet Sövdeborg. — S. G. U. Ser. Aa, N:o 142.
- 1874 NATHORST, A. G. Om Skånes nivåförändringar. — G. F. F. Bd 1.
- 1882 — Beskrivning till kartbladet Kristianstad. — S. G. U. Ser. Aa, N:o 85.
- 1919 v. POST, L. Ett par offerdammar från Skånes bronsålder. — Studier tillägnade Oscar Almgren.
- 1903 SARAuw, G. En stenåldersboplads i Maglemose ved Mullerup, Aarbøger for Nord. Oldkyndighed og Historie.
- 1917 SUNDELIN, U. Fornsjöstudier inom Stångåns och Svartåns vattenområden etc. — S. G. U. Ser Ca, N:o 16.
- 1919 — Über die spätquartäre Geschichte d. Küstengegenden Östergötlands u. Smålands. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XVI.

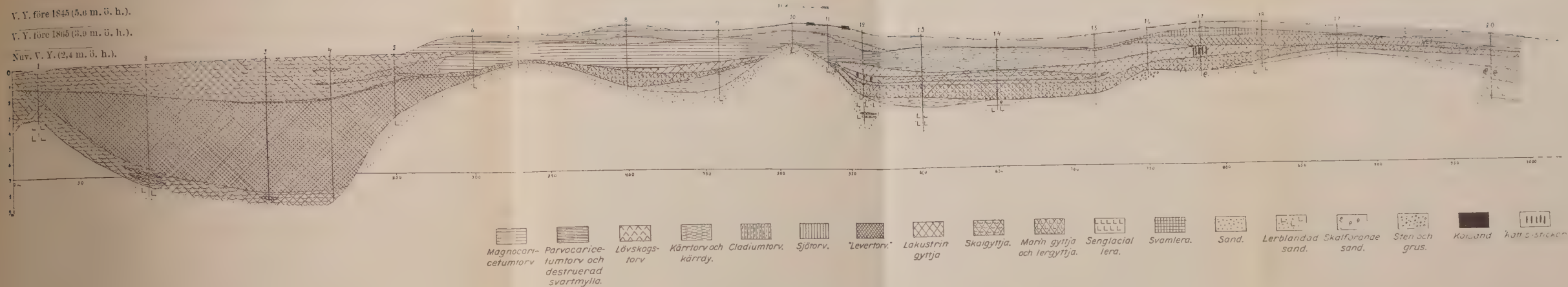


Fig. 1. Profil genom Nosabykärrret.

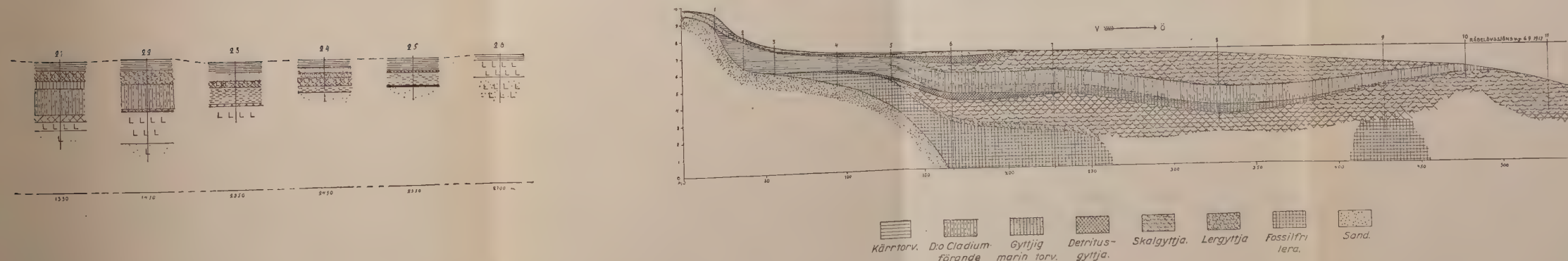


Fig. 2. Profil genom Råbelövskärrret.



## Principerna för rörlodens arbetssätt.

Av

G. LUNDQVIST.

Vid lodning och vid provtagning av limniska sediment användas lodtyper av olika konstruktioner (NAUMANN 1916, 1917). Den för djuplodning bästa typen torde vara stora koppen å NAUMANNNS dubbellod. Vid djuplodning i sjöar med lösare bottenar, alltså en mycket stor procent av de oligotrofa sjöarna, torde denna lodtyp vara den enda användbara av hittills förefintliga konstruktioner. Mindre lodkoppar slå nämligen igenom gyttnan och kunna giva felvärden uppgående till minst en å ett par meter. Från den i det följande nämnda Rasjön har jag sålunda fullt säkra bevis för, att även en så stor lodkopp som NAUMANNNS övre kopp kan slå ned över en meter i gyttnan trots försiktig lodning. Man kan därför ej vara nog misstänksam mot djupkartor konstruerade på resultat erhållna med andra lod än NAUMANNNS stora kopp eller apparater med lika stor eller större diameter.

För provtagning till noggrannare undersökningar däremot är denna modell mindre lämpad dels, emedan den ej ger rena prov och dels, emedan den endast tager diskontinuerliga provpelare i olikhet med rörloden av olika typer. Det är särskilt dessa, som äro av intresse för noggrannare sedimentstudier å djupare vatten.

Principen för profillodet är helt enkel: ett rör med en lufttät ventil i övre delen. NAUMANN, som först konstruerat och använt en dylik apparat, har genom akvarieförsök studerat de olika typernas arbetssätt i bottensedimentet. Någon uppfattning om lodets exakta arbetssätt i djupare lager och om provpelarens verkliga storlek erhöi han dock ej, utan nöjer sig med att uttala som sin övertygelse, att provpelaren sammantryckes till betydligt mer än 100 % av sitt verkliga mått. På bl. a. denna punkt har jag kompletterat NAUMANNNS studier.

En van provtagare erhåller nästan alltid exakt lika stora provpelare i rören förutsatt samma storlek å såväl rör som ventil användes, att bottensedimentet är lika, och att inslaget är lika hastigt i de olika fallen. Gäller det endast att studera ytgyttnan och

övre delarna av djupgyttjan är den bästa modellen NAUMANNNS sista rörhållare (en gaffel med belastningen förskjuten så långt ner som möjligt) kombinerad med  $2 \times 30$  cm:s glaströr och en ventil av NAUMANNNS vanliga konstruktion.

Betydligt svårare blir frågan, då det gäller att nå ner så långt som möjligt i djupgyttjan. Vid studiet av sedimentbildningen i sjöarna är det ju av största vikt att nå ned ända till underlaget. Detta har ännu ej lyckats med någon typ och torde ofta vara omöjligt.

Då NAUMANNNS lod syntes mig taga väl korta provpelare, gjorde jag en annan typ med korrekationer för de fel, jag misstänkte vidlåda den gamla. Anledningarna till dess till synes obetydliga vertikala aktionsradie antog jag vara den ringa vikten ( $1\frac{1}{2}$  kg, denna siffra liksom följande viktuppgifter referera sig naturligtvis till vikten i luft), och den smala ventilen, som ej skulle tillåta vattnet att utströmma nog hastigt. Ett bevis för detta sista antagande syntes vara den omständigheten, att man erhåller längre provpelare, om lodet får sjunka långsamt i gyttjan. Det nya lodet (typ A) gav jag 4 kg:s belastning och gjorde ventildiametern (konisk metallventil) lika med rörets d. v. s. 20 mm (mot NAUMANNNS c:a 5.5 mm).

Till NAUMANNNS modell använde jag 60 cm långa förbränningsrör. Lodtyp A utgjordes av ett 50 cm långt blybelastat järnrör, i vilket ett glaströr kunde införas och fasthållas. Med denna nya modell erhöll jag 2—3 gånger så lång provpelare som med NAUMANNNS. Resultatet föreföll alltså vara betydligt bättre. Hur det i själva verket förhöll sig skall visas längre fram.

Då jag emellertid i vinter arbetat med hårdare bottnar (lergyttja), modifierade jag den nyssnämnda typen. Formen på blybelastningen gjordes längre och smalare, vikten 5 kg, och som ventil använde jag helt enkelt NAUMANNNS, emedan metallmodellen ställer sig oerhört mycket dyrare (över 30 kr. mot NAUMANNNS 3 kr.) Denna sista modell, typ B, har jag tyvärr ej haft tillfälle att pröva i en typisk oligotrof botten, men med all säkerhet utgör den efter omändring, typ C, sid. 599, ett framsteg även där.

Som redan förut framhållits, är det ej bekant hur stor del av sedimentet som provtagaren hämtar med sig. Detta mått står nämligen på intet sätt i samband med hur långt röret nedföres i sedimentet.

Redan vid en preliminär undersökning av understa i röret erhållna prov inser man, att detta är ganska gammalt. Särskilt gäller detta de oligotrofa sjöarnas sediment. Någon tillämpning

av den metod NIPKOW (1920) använt för sina studier över sedimentationen i Zürichsjön är alltså ej möjlig inom Sveriges oligotrofa områden, även om man hade till sitt förfogande en i planktoniskt hänseende så noga känd sjö som NIPKOW hade. Tvivelaktig synes mig den metod EKMAN (1905) använt, emedan man knappast kan erhålla fullt rena prov i de av honom föreslagna hålen utanpå provtagaren.

För att få någon uppfattning om provtagarnas vertikala aktionsradie har jag därför använt den inom den svenska torvgeologien vanliga pollenanalytiska metoden. Den enkla metoden finnes i detalj beskriven av ERDTMAN (1921) vartill hänvisas, jämför dock även VON POST (1916).

För att utforska lodens arbetssätt i olika botten typer utvalde jag dels en oligotrof sjö, Rasjön i Jönköpings län, med vilken jag arbetat vid skilda tillfällen sedan 1917, och dels en eutrof lermarkssjö, Drevviken S om Stockholm, som jag undersöker tillsammans med Fil. Mag. H. THOMASSON.

I dessa sjöar uppborrades å lämpligt djup i Rasjön å c:a 5 m, i Drevviken å c:a 6 m med HILLERS torvborr en profil med prov i Rasjön å var 25:te, i Drevviken å var 5:te centimeter. Dessa prov analyserades sedan och jämfördes med diagram över propelare upptagna med profiloden och analyserade för var femte mm. Översta delen av propelaren blir dock vid uttagningen lätt omrörd, varför denna del ej medtogs.

**Oligotrof gyttjebotten.** Belägen å 5 m:s djup och 120 m från land i Rasjön. Gyttjan är i borrhakan av mycket lucker och grovklimpig, starkt elastisk konsistens, alltså en typisk oligotrof profundalgyttja.

Å denna plats avprovade jag NAUMANN'S modell och typ A. Som redan nämnts erhöles med denna sistnämnda en 2—3 gånger så lång propelare som med NAUMANN'S och då den därför är fullständigare genomarbetad än de övriga, vill jag i korthet redogöra för diagrammet ur densamma och nöjer mig sedan med att i korthet konstatera resultaten av de övriga. Dessa ha nämligen visat sig stämma väl med detta.

De mest framträdande kurvorna i diagrammet (Fig 2) äro björk- och tallkurvorna. De äro dock tämligen intetsägande. Av vikt äro dels de nivåer vid vilka de skarpt gå emot varandra, och dels den övre nivån, där de skära varandra.

Av största betydelse för diagrammets tolkning är däremot gran- kurvan. I nedre hälften av diagrammet håller den sig på högst

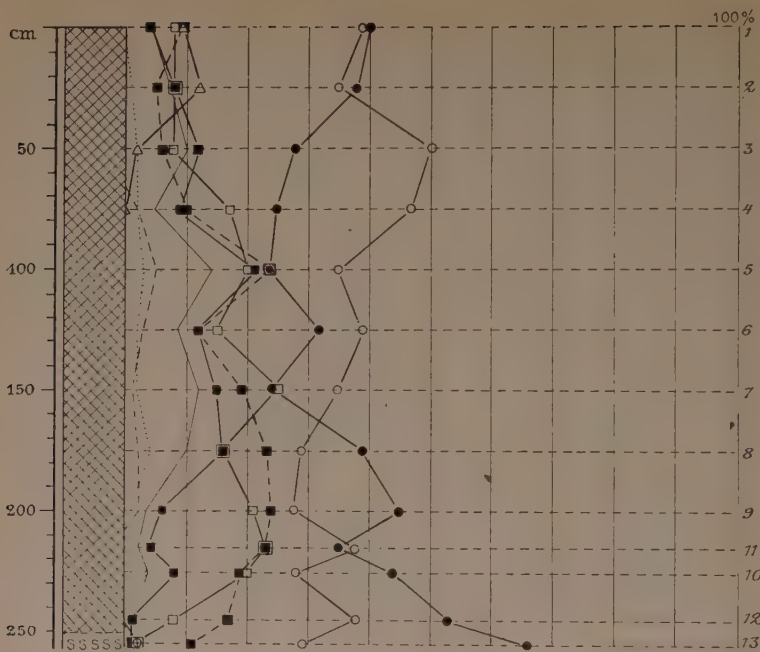
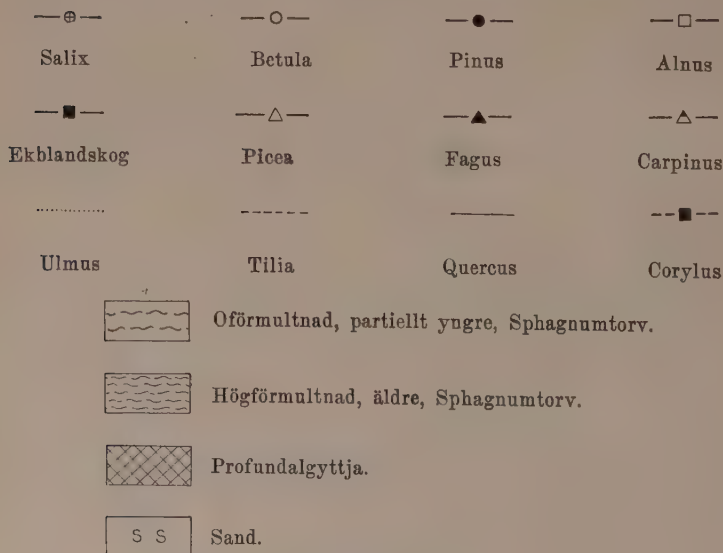


Fig. 1. Pollendiagram ur den borrhade profilen i Rasjön.



Siffrorna till höger äro provens nummer.

ett par procent men stiger rätt hastigt högre upp. Ekblandskogens kurva ligger där hela tiden anmärkningsvärt högt, den når ända upp till 18 % men håller sig eljest vid c:a 10 %. Huvudsakliga komponenten i ekblandskogen är eken, som med all säkerhet åtminstone till stor del är *Quercus sessiliflora*. Nederst utkilar lindkurvan. Inom hela mittpartiet av pelaren håller sig *Fagus* ganska konstant. Nedåt finnes även *Carpinus* i 2 % (ej medtaget prov).

Detta diagram, vars övriga detaljer äro onödiga att påpeka, igenkännes väl å diagrammet ur den borrarade profilen (Fig. 1).

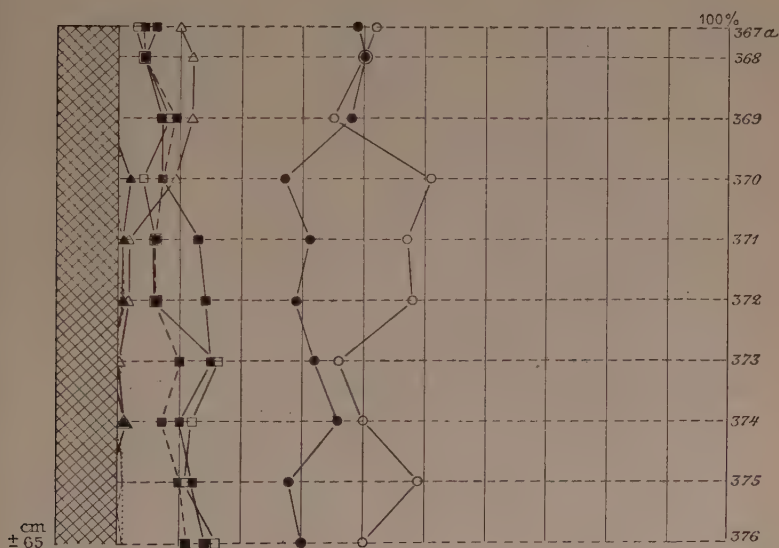


Fig. 2. Pollendiagram ur propvelare upptagen med lodtyp A. Propvelaren förminskad till  $\frac{4}{5}$  av storleken i lodet.

Det nu behandlade diagrammet ger ingen säker uppfattning om den tidslängd propvelaren representerar. Man brukar ju för dateringen av yngre lager till stor del begagna sig av grankurvans förhållande till gränshorisonten, den subboreal-subatlantiska kontakten (se t. ex. LUNDQVIST 1920).

För att alltså fastställa nivån för denna kontakt i propvelaren uppborrades en mosse belägen omedelbart invid Rasjöns norra ände, och i vilken gränshorisonten var stratigrafiskt synnerligen väl utbildad. Av det härur erhållna diagrammet (Fig. 3) framgår, att grankurvan börjar c:a 20 cm under gränshorisonten och den rationella granpollengränsen faller först c:a  $\frac{3}{4}$  m över densamma. Av

bl. a. denna kurvas förlopp framgår, att diagrammet är av von POSTS (1920) västsvenska typ.

Kurvornas förlopp visa alltså, att gränshorisontens nivå faller c:a  $1\frac{3}{4}$  cm över botten i provpelaren. Som korollarium av denna undersökning följer även, att i Rasjön under hela den subatlantiska tiden (c:a 2,300 år) å observationspunkten sedimenterats endast 60—70 cm gytjtja. Siffran är förvånansvärt låg men är sannolikt normal för oligotrofa sjöar vid detta djup.

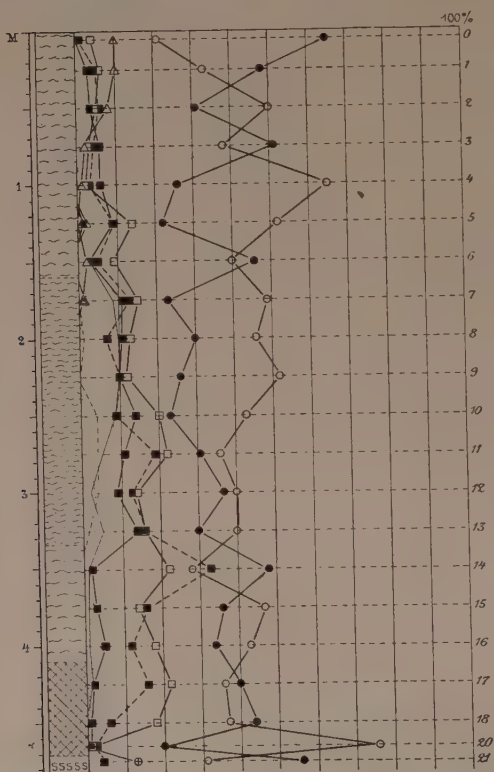


Fig. 3. Pollendiagram från mossen vid norra delen av Rasjön. Märk grankurvans gång i förhållande till gränshorisonten.

I samband härmed må påpekas, att dessa siffror ej kunna jämföras med HELMS (1900) och GÖTZINGERS (1911) siffror å sedimentationen i Vierwaldstättersjön resp. Lunzer Untersee. Sedimenten där äro nämligen minerogena (djupvattenssvämlera?).

En noggrann jämförelse mellan diagrammet (Fig. 2) och det ur borrhprofilen erhållna (Fig. 1) visar alltså tydligt, att i en c:a 50 cm lång profilstickare i en normal oligotrof botten erhålles en

ursprungligen c:a 65 cm lång provpelare. Denna siffra förefaller ju föga respektabel men av det föregående framgår ju, att detta belopp utgör i Rasjön hela den subatlantiska lagerserien och dessutom en del av den subboreala.

Med NAUMANNS profilod erhålles en c:a 10 cm längre provpelare, vilket väl framgår av analyserna. Denna omständighet synes mig bevisa att provdjupet i en oligotrof gyttjebotten och därmed till konsistensen likartade bottnar är beroende på avståndet mellan rörets underkant och ventilen. Av underordnad betydelse är däremot inom vissa gränser belastningen.

För att i någon mån få stöd för denna uppfattning band jag fast glaströret, försett med den vanliga ventilen, å en stång (längder av HILLERS lilla borr) och körde ned det i gyttjan. Röret kördes varje gång ned till fast botten, gyttjan är här 2  $\frac{1}{2}$  m mäktig. På detta sätt lyckades jag efter c:a 1 timmes tid erhålla en provpelare, som vid analys visade sig vara c:a 1 m lång. Denna metod är alltså, även om den i detta fall visat sig fullt tillfredsställande, tämligen värdelös, då den ej kan användas på större djup.

Den med ett profilod vanligen erhållna provpelaren är i verkligheten 5—10 cm längre än röret. Detta torde helt enkelt bero på, att sedan ventilen väl kommit ner i gyttjan stänges den och kan alltså ej utsläppa vattenpelaren i röret hur stor belastningen än ytterligare blir. De översta 5—10 cm av gyttjan är den sannolikt dock så lucker och något suspenderad, att vattenpelaren alltså jämt tillåtes att fritt passera ventilen. Först då denna är nere i den fastare gyttjan stänges den. Möjligen bildas efter lodet en gyttjefri kanal, som ej sjunker tillsammans genast och alltså lämnar vattenpelaren fri passage genom ventilen.

Som förut nämnts är den i röret erhållna provpelaren endast 5—10 cm lång, varav alltså framgår, att ett gyttjeskikt i sitt naturliga tillstånd med en så obetydlig belastning som något över 1  $\frac{1}{2}$  kg pr  $cm^2$  sammantryckes till  $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{12}$  av sin ursprungliga mäktighet. Denna siffra kan vara av ett visst intresse vid diskussionen om den limnotelmatiska kontaktens nedpressningsmöjligheter.

Genom analys av flera provpelare å samma ställe framgår det, att profiloden med ganska stor precision taga lika djupt varje gång. Detta är av ett visst värde, om det gäller att jämföra gyttjan på olika djup i samma sjö. På detta sätt blir det nämligen möjligt att t. ex. jämföra sedimentationens relativa mäktighet inom olika delar av sjön. Sålunda anser jag mig på detta sätt i Rasjön

ha konstaterat, att gyttjebildningen sker hastigare ute på djupare vatten. Om denna skillnad i sedimentationshastigheten beror på de olika mäktiga plankton- och detritusförande vattenpelarna eller på omsedimentationen kan jag för närvarande ej avgöra. Den sistnämnda omständigheten torde dock vara av stor vikt. Frågan skall emellertid beröras i annat sammanhang.

**Eutrof lergyttjebotten.** Provbotten är belägen i Drevviken nedanför Drevvikens station c:a 100 *m* från land och å 5  $\frac{3}{4}$  *ms* djup. Sedimentet är här en lergyttja, som i jämförelse med den förut avhandlade oligotrofa gyttjan är av ganska fast konsistens.

Här avprovades enligt samma metod utom de förut använda båda lodtyperna den nämnda förbättrade modellen typ B. I en uppborrad profil togos prov å var 5:te *cm*, emedan kurvorna vid glesare prov voro föga karakteristiska. Dessa täta prov ur borrhöjden gjorde det möjligt att konnektera proven ur provpelaren genom endast ett par prov ur densamma.

Resultatet blev nu följande. NAUMANNS lod tager i denna botten med sig en c:a 6 *cm* lång provpelare som i verkligheten är 25—30 *cm* lång. Med typ A blev resultatet c:a 40 *cm*. Provpelaren var 10 *cm*. Resultaten voro alltså även om gyttjans relativa fasthet toges med i beräkningen tämligen dåliga. En provpelare, som endast är c:a 40 *cm* lång, är ju tämligen värdelös i en sjö med så kraftig sedimentation som Drevviken. Endast de abiegnas sedimenten utgöra nämligen å observationsplatsen över 2 *m*. THOMASSON och jag ha här borrar genom 6 $\frac{1}{2}$  *m* lergyttja med olika stark lerhalt men ha ännu ej lyckats nå ned till odisputabel glaciallera. Å 480 *cm* under sedimentytan fanns *Tellina*. Endast dessa siffror äro ju ett kriterium på hur betydlig sedimentationen är här. Troligen är förhållandet tämligen likartat i alla lermarkssjöar, som inom parentes sagt i alla avseenden bilda en sjötyp för sig. Samma förhållande gäller säkerligen alla sjöar med stark minerogen sedimentation. Tillkommer så, såsom fallet ofta är, åtminstone inom södra Sverige, en mer eller mindre stark eutrofiering, ökar ju även detta i sin mån de bottenfälda sedimentens mäktighet.

Med den förut omnämnda modifierade provtagartypen B erhöles å samma försöksbotten c:a 65 *cm* långa profiler, vilka komprimerats till 9—10 *cm*. Då rörets längd var 65 *cm*, var med andra ord lodets vertikala arbetsförmåga slut i och med, att provpelare lika långa som röret erhöles och lodtypen samtidigt att jämföra med NAUMANNS i en oligotrof botten. Det vill med andra ord säga, att man nu direkt kan tillämpa resultaten från Rasjön. För att få lodet att arbeta djupare måste alltså avståndet mellan rörets

underkant och ventilen ökas. Att ha längre rör vore i praktiken visserligen förmånligt men rätt ohanterligt. Jag löste därför frågan helt enkelt genom att koppla ventilen vid röret med en 2 *m* lång gummislang. Denna metod har dock en svaghet. Man kan ju ej vara fullt säker på att ej slangen av en eller annan anledning snor sig om linan och förblir hopklämd, så att vattnet hindras att rinna igenom. Med försiktighet vid provtagningen torde dock denna möjlighet kunna uteslutas. Risken för att slangen, då den kommer ned i gyttjan, blir hopklämd, torde även vara rätt liten, dels på grund av det allsidiga trycket och dels på grund av den ringa slangdiametern, som ju ökar stabiliteten.

Sedan provtagaren ommonterats på detta sätt, typ C, gjordes nya försök. Dessa resulterade i att en ursprungligen 85—95 *cm* lång, i röret 12—16 *cm* lång provpelare erhöles.

Som belägg för resultaten, vill jag här redogöra för ett mera fullständigt diagram. Att reproducera alla vid undersökningen använda diagram och konnektionsremsor kan av utrymmesskäl tyvärr ej gå för sig och torde även vara onödigt.

Diagrammen (Fig. 4 och 5) äro från lagerföljden nedanför stationen. Provpelaren är tagen med typ C. Diagrammet ur provpelaren är ritat i en för konnektering lämplig skala, som erhållits genom inpassande av de enskilda proven å borrhdiagrammet.

I ögonen fallande är ju i båda diagrammen tallkurvans knän dels i nedre och dels i övre delen. Genomgående är ju även den mjukt svängda båge som grankurvan gör i båda fallen. Ekblandskogs- (vanligen = ek-) och hasselkurvorna gå ju även i stort sett ganska lika. Översta proven i båda fallen äro ju så gott som identiska. Detta är givetvis mera en slump. Ju tätare prov man analyserar dess talrikare variationer å kurvorna får man nämligen fram. Det visar sig då ofta, att kurvorna kunna göra ganska skarpa knyckar på korta avstånd. Dessa kunna t. o. m. bli ganska förvirrande, då det gäller att konnektera två diagram, som ej äro fullt lika, d. v. s., i vilka proven ej förskriva sig från exakt samma nivåer. Av detta skäl har i borrhdiagrammet endast medtagits proven för var tionde *mm*. Gäller det däremot att å ett diagram inpassa ett eller ett par prov är det bättre från ju flera nivåer prov finnas i jämförelsediatrammet.

Diagrammet fig. 5 visar bland annat även, att det av NAUMANN omnämnda reduktionslagret här är c:a 30 *cm* mäktigt. Med samtliga lodtyper ha försök gjorts dels med hastigt (fritt fall) och dels med långsamt inslag. Resultaten ha alltid blivtit, att provpelaren i röret blir längre vid långsamt inslag men ursprungliga mäktig-

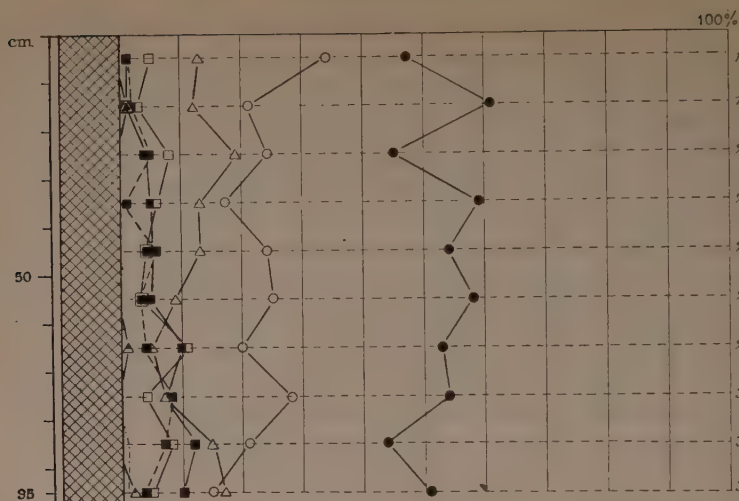


Fig. 5. Pollendiagram ur den borrade profilen nedanför stationen i Drevviken.

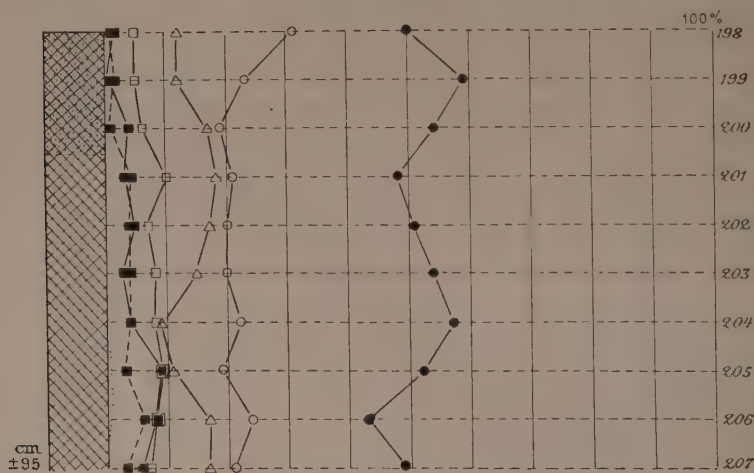


Fig. 5. Pollendiagram ur provpelare upptagen med lodtyp C. Den övre prickade delen motsvarar NAUMANNNS reduktionslager.

heten, så vida jag kunnat finna, alltid densamma. Kompressionen av gyttjepelaren blir alltså mindre (ca 6 gånger) vid långsamt men större (7–8 gånger) vid hastigt inslag, siffrorna gälla i båda fallen typ C. Å kompressionen inverkar även tjockleken å rör-godset på så sätt, att pelaren blir avsevärt kortare då godset ökas. Pelarens ursprungliga längd är även i detta fall densamma som ovan.

Då sedimentens konsistens i Drevviken äro ganska olika inom olika delar av sjön (åtminstone inom det stora södra partiet) har jag gjort motsvarande observationer å ett par andra bottentyper där.

Vid Kumla-viken i östra delen av ifrågavarande sjöparti ligger ett område med isälvsgrus. Man kan ju vänta, att gyttjan här på grund av de minerogena beståndsdelarnas storlek skall vara av betydligt fastare konsistens än i västra delen, där omgivningarna utgöras av lera och berg.

Provtagningen utvisade, att gyttjan här är betydligt sandigare än å andra ställen i sjön. Särskilt grovsandig är den allra överst och i botten på den provpelare, som erhöles med lodtyp C. Provpelaren var inom denna del av sjön kortare än å andra ställen. Mikroskoperingen utvisade att NAUMANNS lod här tagit en c:a 20 cm lång pelare som i röret var 5 cm. Typ C hade tagit 60—65 cm som var sammantryckt till 9 cm. Typ A hade tagit 40 cm och pelaren var 7 cm, alltså i båda avseendena ett medeltal emellan de andra värdena. Denna relation mellan verklig längd och längd i röret visar ju sedimentets vertikala homogenitet å observationsplatsen.

Av intresse i fråga om pollendiagrammen här är, att å en bestämd nivå 20 cm under sedimentytan återkommer såväl i provpelarna som i den borrarade profilen 1 % *Myriophyllum alterniflorum*. Detta är inom parentes sagt fallet i flera av Stockholmstraktens sjöar t. ex. Järlasjön. Denna karakteristiska nivå utgör bottenlagret i pelaren, som erhöles med NAUMANNS lod.

En bottentyp som i mekaniskt hänseende utgör ett mellanting mellan dessa båda Drevviksbottnar ha vi anträffat i nordvästra viken av Källtorpsjön S om Stockholm. Botten är en skenbart mycket lös gyttjebotten, närmast av oligotrof typ. Lodet (typ C) tog här med endast c:a 80 cm alltså 10—15 cm mindre än i den betydligt fastare, först behandlade Drevviksbotten. Gyttjans konsistens verkade som nämnt så ytterligt lös, att jag väntat ett betydligt djupare inslag. Att så ej blev fallet torde bero på, att gyttjan här vid mikroskopering visade sig vara mycket starkt sandhaltig. Gyttejpelaren var här sammanpressad 6—7 gånger. Av intresse med denna observationsbotten är för övrigt att de abiegnalagren här äro precis lika mäktiga som lodet förmår arbete sig ner, vilket utvisar en för dessa trakter ovanligt klen sedimentation. Omedelbart under denna nivå följer gyttjelera (Litorinasediment).

**Lerbotten.** Ju fastare bottensedimentet blir dess mindre provtar lodet naturligtvis därav. För att få en uppfattning om typ

C:s arbetsförmåga i lera tog jag prov å ett lergrund mitt i S delen av Drevviken. Djupet var där 5 m. Lodet gick ut ganska hastigt och slog in c:a 23 cm i leran. Provpelaren var i detta fall 22 cm lång. Lerans sammanpressning är med andra ord tämligen obetydlig. I fastare leror torde man därför sannolikt kunna ta för gott, att bottennivån i provpelaren verkligen befinner sig i rätt läge i förhållande till sedimentytan, vilket emellertid, som av föregående framgår, är fullständigt omöjligt i lösare bottnar.

Av alla tecken att döma skulle rörloden taga kontinuerliga profiler, vilket ju även NAUMANN inlagt i sin benämning å desamma: kontinuerliga profilstickare. Att så emellertid ej alltid är fallet har jag med visshet kunnat konstatera. Vid undersökning över sedimentationen i en vik av Järlasjön, utanför Stockholm förvånade det mig, att lodet (typ C) tog en profil av följande utseende:

A. c:a 1 cm *Gyttja*, ävjeblandad.

B. c:a 2 » *Lera*, något gyttjig.

Under förutsättning att detta lerlager ej var svämmlera, vilket dock på grund av läget var osannolikt, föreföll det ytterst märkvärdigt att gyttjesedimentationen här vore så minimal som profilen ger vid handen. Jag uppfattade nämligen leran först som Litorinalera. En profilborrning med HILLERS borr gav emellertid ett helt annat resultat än profilodningen. Profilen var nämligen:

A. 100 cm *Gyttja*, grågrön, ytterst lös, rikligt genomdragen av *Vaucheria*-rester i olika nivåer och under varje dylik nivå ett vattenfyllt hålrum; övergår nedåt kontinuerligt i

B. 40 cm *Lergyttja*, grå, blir nedåt allt lerigare och sandigare, övergår i

C. 60 cm *Lera*, sandig ljusgrå;

D. 30 cm *Lera*, blågrå och röd-gulaktig flammig, (varvig lera?)

Genommikroskopering av proven gav ett ytterst förvånande resultat. Undantagandes det översta obetydliga gyttjelagret hade lodet ej tagit med någonting förrän på c:a 150 cm under gyttjeytan. Anledningen härtill är säkert gyttjans ytterst lösa konsistens i förening med de rikliga *Vaucheria*-resterna och hålrummen.

Detta resultat understryker alltså på det skarpaste, att man bör vara ytterst försiktig vid bedömning av sedimentationen enbart på undersökningar med rörlod. Om möjligt böra de kompletteras med borrprofiler. Ty borrningstekniken är ännu så länge den fullkomligaste, när det gäller stratigrafiska studier i sjöar. Oduglig är den däremot, om det gäller studier över ytlagren. Där blir profilodet det enda användbara, emedan det luckra ytlagret

blir omrört och fullständigt otillgängligt för noggrannare undersökningar vid borrhningen. Man kan ju möjligen riskera överhoppning av ytlagret men dess närvaro kan åtminstone i eutrofa sjöar alltid konstateras genom påvisandet av avdöende, nyss sedimenterade växt- och djurrester.

### Zusammenfassung.

Titel der Arbeit: Die Principien für die Arbeitsweise der Rohrloten.

Bei Probeneinsammlungen von lockeren Sedimenten spez. verschiedenen Gytta-Typen in den Seen, muss man ein Rohrlot benutzen. Der erste von diesen Typen ist von NAUMANN (1917) konstruiert. Er hat aber nur, wenn es sich um die Probenentnahme oberflächlicher Schichten handelt, die Arbeitsprincipien derselben etwas erklärt. Eine genaue Kenntniss von der Arbeitsweise der Rohrloten in tieferen Sedimentschichten ist aber notwendig für die richtige Auffassung von den erhaltenen Proben und auch für das Konstruieren von neuen Lottypen unentbehrlich.

Schon bei einer preliminären Untersuchung versteht man, dass die untersten Proben im Rohrlot sehr alt sind, ein Verhältnis, das in den oligotrophen Seen mit ihren geringen Sedimentation viel schärfer wird.

Da die Süßwassersedimente gewöhnlich ungeschichtet und oft auf Tiefen von mehreren Metern vollständig homogen sind, ist es beinahe unmöglich zu wissen wie Tief die Rohrlote arbeiten. Ich habe dafür, die in der schwedischen Torfgeologie benutzte pollenanalytische Methode [VON POST (1916), ERDTMANN (1921)] angewendet.

Mit Hilfe der Rohrlote habe ich Profile genommen und diese für jeden fünften Millimeter pollenanalysiert. Dann habe ich in der unmittelbaren Nähe des Observationspunktes mit Hilfe eines HILLERschen Torfbohrers ein Profil gebohrt und dieses für jeden fünften Centimeter analysiert. Die so erhaltenen Diagrammen sind mit einander kompariert.

Für die Untersuchung habe ich Boden von verschiedener Lockerheit benutzt. Da ich aber fand, dass das NAUMANN'sche Rohrlotmodell für härteren Boden nicht benutzbar ist, modifizierte ich dieses. Das NAUMANNlot wiegt c:a  $1\frac{1}{2}$  kg und ist dafür zu leicht. Die neuen Modellen Typen A, B und C wiegen: Typ A c:a 4 kg und Typ B c:a 5 kg und sind mit demselben Glasventil wie NAUMANNs ausgerüstet. Typ C ist Typ B ähnlich aber mit einem 2 m

langen Gummischlauch am Rohrlot befestigt, eine Veränderung, die in lockeren Boden sehr wichtig ist, was im Folgenden gezeigt wird. In lockeren Boden (Gyttja u. s. w.) arbeitet das Rohrlot auf folgende Weise. Das Rohrlot sinkt selbstverständlich im Schlamm bis die Faktoren das Sinken verhindern. Das Eindringen der Sedimenten im Rohrlot beruht aber nicht darauf, wie tief das Rohr einsinkt, wenn man Ventil ohne Gummischlauch benutzt. Durch mehrere Versuche habe ich konstatiert, dass kein Sediment mehr eindringt, wenn das Ventil etwa 5—10 cm unter die Sedimentfläche niedergesunken ist, trotzdem das Ventil oft 1—2 m unter diese Fläche gelangt ist. Das Eindringen von Sediment ist also von dem Abstand zwischen dem Unterkant des Rohres und dem Ventil abhängig. Um lange Profile zu bekommen muss also dieser Abstand gross sein und dadurch ist es, wie oben genannt, sehr einfach einen Gummischlauch zu benutzen.

Die erhaltenen Schlammproben sind auf diesem oligotrophen Versuchsboden (Rasjön in Provinz Småland) etwa 5—10 cm lang und in der Wirklichkeit etwa 60—70 cm lang. Dieses giebt also eine Zusammenpressung von etwa  $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{12}$  der ursprünglichen Länge. In härteren Boden sind die Verhältnisse ganz anders. Hier sinkt das Rohrlot nicht so tief und je härter der Boden ist um so unwichtiger ist es einen langen Ventilabstand zu benutzen.

In härteren Boden ist also das Gewicht des Apparates von grösserer Bedeutung als der Ventilabstand, und diese Eigenschaften verändern sich mit zunehmender Lockerheit des Bodens. Die im Apparat befindliche Schlammwurst ist in diesem Boden (Tongyttja in dem See Drevviken südlich von Stockholm) 12—16 cm lang und in der Wirklichkeit 85—95 cm. Diese Ziffern geben also eine Zusammenpressung von  $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{8}$  der ursprünglichen Länge.

In festem feinkörnigen Boden: Ton u. s. w., nimmt das Rohrlot einen Schlammproben von derselben Länge wie der Apparat niedersinkt, an.

Wie NAUMANN hervorgehoben nehmen diese Rohrlote im Princip kontinuierliche Schlammwürste. Dies ist aber in der Praxis nicht immer das Verhältniss. Ich habe z. B. in dem See Järlasjön in der Nähe von Stockholm eine Ablagerung gefunden die unmöglich mit dem Rohrlot heraufzuholen war. Mit einem Torfbohrer wurde konstatiert, dass der Gyttja hier von *Vaucheria* durchzogen ist und, dass zwischen stärkeren Thalluslagern Räume mit Wasser gefüllt liegen. Eine nähere Untersuchung zeigte, dass das Rohrlot hier  $1\frac{1}{2}$  m Gyttja auslassen hatte und erst als es in den Ton gekommen war einen Probenproben genommen hatte. Dieses Resultat

tat zeigt, dass es speziell in den Litoralzonen sehr riskabel ist, die Ablagerungen nur mit Rohrloten zu untersuchen.

Um durch Konstatieren, wie tief das Rohrlot unter die Sedimentfläche gesunken ist, ist es under besonderen glücklichen Umständen möglich die ursprüngliche Länge des Profils zu messen. Dies ist aber unmöglich, wenn man nicht einen Ventilabstand benutzt, der so gross ist, dass das Ventil niemals in Sediment einsinken kann. Von den Resultaten im Järlasjön geht aber hervor, dass man nicht immer ganz sichere kontinuerliche Profile mit einem Rohrlot erhalten kann.

Bei der Zusammenstellung der praktischen Resultate die für Neukonstruktionen wichtig sind, will ich Folgendes hervorheben. Die Rohrlote sinken oft in lockeren Boden viel tiefer als die Länge des Apparates. Wenn das Ventil under die Sedimentfläche gekommen ist, kann niemals mehr Sediment in das Rohr eindringen, wie tief auch das Rohrlot sinkt. In lockeren Boden ist es also notwendig einen langen Ventilabstand (z. B. ein Gummischlauch) zu benutzen. Je härter der Boden ist um so unbedeutender wird der Ventilabstand und um so wichtiger die Schwere des Apparates.

Stockholm i april 1922.

---

#### Efterskrift.

Under innevarande sommar ha ovan avhandlade undersökningar fortsatts, huvudsakligen i Upplands sjöar. Härunder vunna resultat dels bekräfta eller korrigera, dels komplettera mina föregående erfarenheter, varför ett par tillägg böra vara berättigade.

Det i eutrofa sjöar förekommande reduktionslagret har visat sig vara en zon med tunna grå och svarta skikt. Den svarta färgen beror på riklig närvaro av pyrit. Skillnad i fossilinnehåll å de båda skikttyperna märkes. Skiktning har iakttagits även å så pass obetydligt djup som 5 m (i Drevviken). Reduktionslagret är utbildat även i Östersjön (observerat utanför Ornö). Vad denna principiellt viktiga skiktzon betyder i sjöns utvecklingshistoria är under utredning.

Lodtyp C har nu provats även i lösbottensjöar av olika slag och visat sig arbeta synnerligen väl. Provpelare å  $1\frac{1}{2}$ —2 m:s ursprunglig längd är ej ovanligt, att man erhåller. I Kolsjön (liksom följande i Uppland) t. ex. tager rörlodet med sig 190 cm gyttja sammanpressad till  $\frac{1}{5}$ . I Kornan (Nymphæacégyttja) tar det en 2 m lång pelare sammanpressad till  $\frac{1}{5}$ . I den närbelägna Bäcksjön (Lyngbyagyttja) tar det nära 3 m likaledes komprimerad till  $\frac{1}{5}$  o. s. v.

I flere sjöar med olidfärgade gyttjelager, sandskikt etc. har jag genom samtidig borring och provtagning med rörlod av olika typer utan mikroskopering direkt kunnat konstatera riktigheten av i det föregående visade resultat.

Att konstruera rörlod, som arbeta ännu djupare blir enligt i det föregående angivna principer ej svårt. För exkursionsbruk torde man dock knappt kunna använda tyngre apparater än typ C.

### Litteratur.

- EKMAN, V. WAHLFRID (1905). An Apparatus for collection of Bottom-Samples. — Conseil permanent international pour l'exploration de la mer. Publications de circonstance. N:o 27. — Copenhagen.
- GÖTZINGER, G. (1911). Die Sedimentierung der Lunzer Seen. Verhandl. der K. K. geol. Reichsanst. — Wien.
- HEIM, A. (1900). Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstätter-sees. — Geol. Nachlese. N:o 10 in Vierteljahrschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich. 1900. XLV (pag. 164).
- NAUMANN, E. (1916). Om provtagning av bottengyttjor vid djuplodning. — S. G. U. Årsbok n:o 9.
- (1917). Om profilodning i gyttje- och dyavlagringar. — S. G. U. Årsbok n:o 10.
- NIPKOW, F. (1920). Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. — Zeitschr. f. Hydrologie.
- LUNDQVIST, G. (1920). Pollenanalytiska åldersbestämningar av flygsandsfält i Västergötland. — Sv. Bot. Tidskr. Bd. 14.
- VON POST, LENNART (1916). Skogsträdpollen i sydsvenska torvmosselagerföljder. — Forhandl. ved 16 Skand. naturforskermøte.
- (1920). Postarktiska klimattyper. — G. F. F. Bd. 43.
-

## Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen.

Von ALBRECHT PENCK in Berlin.

Die Krustenbewegungen sind im Bereiche der Alpen während der Tertiärperiode nicht zum Abschluss gekommen; sie haben auch während des Eiszeitalters angehalten und dauern in der Gegenwart fort. Die im bayerischen Alpenvorland 1906—1916 ausgeführten Feinnivellements ergaben systematische Abweichungen gegenüber den rund 45 Jahre früher ausgeführten; sie lassen eine Einsenkung des Alpenvorlandes erkennen, die östlich von München in nordöstlicher Richtung gegen den Inn hin streicht, und sich dann ostwärts längs desselben fortsetzt. In der Linie, welche das Tertiärhügelland im Norden von den Schotterfeldern und den Moränengebieten des Südens scheidet erreicht sie ihren stattlichsten Betrag von 83 mm.<sup>1</sup> Die Annahme, dass die Südgrenze des Tertiärhügellandes im östlichen Teile des deutschen Alpenvorlandes tektonisch vorgezeichnet ist, gewinnt dadurch eine Stütze. Die quartären Schichtenstörungen bestehen meist in Falten, und solche sind nur in den Ablagerungen erkennbar, die sich in gewissen Niveaus halten. Die subalpinen Schotterfelder haben die Gelegenheit zu ihrem Nachweise gegeben. Der Altmeister der Alpengeologie, ALBERT HEIM,<sup>2</sup> ist auch hier mit dem Beispiele vorangegangen. Er fand auf der Scheide zwischen Linth- und Reussgebiet im Schweizer Alpenvorlande die höchsten Schotter nicht am Alpensaume, sondern in der Mitte des Vorlandes. Daraus folgerte er, dass eine Abbiegung jener Scheide gegen die Alpen hin stattgefunden habe. Voraussetzung ist, dass es sich auf der ganzen Strecke um ein und denselben Schotterhorizont handelt. Diese Voraussetzung ist aber nicht erweisbar. Man kann die älteren Deckenschotter des Uetliberges nicht ununterbrochen über den

<sup>1</sup> M. SCHMIDT. Untersuchung von Höhen- und Lageänderungen von Messungspunkten im bayerischen Alpenvorland. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. bayer. Akademie d. Wissensch. 1918. S. 373.

<sup>2</sup> Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschrift d. naturforsch. Gesellschaft. Zürich. 1894.

Albistrücken und die Baarburg zur Sihl und Lorze verfolgen, sondern hat auf dieser Strecke einzelne, von einander getrennte Vorkommnisse, weswegen ansehnlicher Spielraum für die Altersdeutung der einzelnen bleibt. AEPPLI<sup>1</sup> hat sich HEIM angeschlossen, dass durchweg älterer Deckenschotter vorliege. Nach BRÜCKNER<sup>2</sup> sind die alpen nächsten Schotter jünger, und ursprünglich in geringerer Höhe abgelagert als die alpenferneren. Das ist auch die Ansicht von ROMAN FREI.<sup>3</sup> Auch ich zweifle daran, ob die Schotter der Baarburg und die an der Sihl und Lorze älterer Deckenschotter sind und halte daher das Abbiegen des letzteren gegen die Alpen hin in der Gegend südöstlich Zürich nicht für erwiesen. Dagegen gelang es mir im bayerischen Oberschwaben einen unverletzten Sattel des älteren Deckenschotter zu verfolgen und sonst noch Schichtstörungen desselben festzustellen, die auf einen leichten Faltenwurf des Landes zwischen Iller und Lech weisen.<sup>4</sup>

Stärkere Schichtstörungen quartären Alters sind sehr selten. Steil gestellte Diluvialschotter habe ich nur am Südfusse der Karawanken angetroffen,<sup>5</sup> aber es ist nicht ausgeschlossen, dass hier Rutschungen vorliegen. Ein Gebiet ansehnlicher tektonischer Bewegungen liegt am Rheine zwischen Eglisau und Kaiserstuhl, das ich näher beschrieben habe.<sup>6</sup> Hug hat seither meiner Auffassung beige pflichtet; seine geologische Karte der Umgebung von Kaiserstuhl stimmt mit der von mir aufgenommenen des Gebietes bis auf einige Einzelheiten überein.<sup>7</sup> Noch enger ist die Übereinstimmung in der Schichtgliederung des Gebietes, in der Unterscheidung von älterem und jüngerem Deckenschotter zwischen ROMAN FREI und mir. Seine sehr eingehende Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse deckt sich genau mit meinen Tagebuchaufzeichnungen. Aber er erblickt in den Schotterdecken nicht tektonische Störungen, und führt die Unregelmässigkeiten in der Lagerung im wesentlichen auf Unregelmässigkeiten ihrer Unterlage zurück. Die beiden Deckenschotter sollen eine talzerfurchte Landschaft planieren. Damit kann man allerdings den häufigen und

<sup>1</sup> Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des des Zürichsees. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXXIV. 1894.

<sup>2</sup> PENCK und BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1908. S. 505.

<sup>3</sup> Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. XXXVII 1912. Vergl. dagegen HEIM. Geologie der Schweiz I 1918. S. 189. 411.

<sup>4</sup> Alpen im Eiszeitalter. S. 40. 45. 51.

<sup>5</sup> Ebenda S. 1106.

<sup>6</sup> Ebenda S. 405. Vergl. auch HEIM. Geologie der Schweiz I S. 288.

<sup>7</sup> Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften. Dazu die Spezialkarten 34, 35, 36. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. XV. 1907.

jähren Wechsel in der Höhe der Deckenschottersohle befriedigend erklären. Aber mit demselben verknüpft sich in der Regel ein solcher in der Höhe der Deckenschotter-Oberfläche. Diese zeigt kein so regelmässiges Ansteigen gegen die Alpen hin, wie wir es sonst zu sehen gewohnt sind. Wir haben es nicht mit Teilen zweier verschieden alter Felder zu tun, welche die Höhen südlich Eglisau und Kaiserstuhl krönen, sondern mit einer Reihe stufenförmig angeordneter Flächen, deren jede ihre eigene Sockelhöhe hat. Das hat Hug recht anschaulich zur Darstellung gebracht. Man erkennt deutlich die an den Störungslinien gegeneinander verschobenen Pakete. Ob man die Störungslinien als Verwerfungen oder Schwärme von solchen aufzufassen hat oder als starke Abbiegungen, lässt sich in der Natur nicht entscheiden. Die Seltenheit schräge gestellter Schichten spricht für ersteres. Der Anordnung des Ganzen scheint zwischen Eglisau und Kaiserstuhl eine Falte zu Grunde zu liegen: die Mulde folgt dann dem Rheine, der Sattel zieht sich in einigen Kilometern Entfernung südlich von ihm entlang; die Falte ist zu steil, als dass die Schotterfelder ihrer Biegung folgen konnten, sie wurden in einzelne Tafeln zerlegt, die gegen einander verschoben und nur stellenweise schräge gestellt wurden. Der Umstand, dass sich unweit unseres Gebiets die letzte Jurakette des Lägern erhebt, lockt zur Annahme solcher posthumer Krustenbewegungen. Ich habe sie mir bereits 1902 durch eine Serie von bisher unveröffentlichten Profilen veranschaulicht. Ich gebe diese hier in Fig. 1 wieder, weil sie die stärksten quartären Dislokationen, die ich im Umkreise der Alpen kennen gelernt habe, zeigen.

Schichtstauchungen, wie sie gar nicht selten im norddeutschen Diluvium vorkommen, kenne ich im Bereiche der quartären tektonischen Störungen der Alpen nirgends. Als Ausnahmerscheinungen werden sie in den alpinen Moränengürteln angetroffen, z. B. bei Au im Inntale. Sie haben hier sichtlich mit glazialen Zusammenschub zu tun, und eine andere Deutung vermöchte ich auch den entsprechenden Vorkommnissen in Norddeutschland nicht zu geben. Wiederholte Besuche der Steilküste von Rügen haben mich immer aufs neue davon überzeugt, dass auch die dortigen Schichtstörungen auf Gletscherschub zurückzuführen sind. Es fehlt ihnen die Regelmässigkeit des Streichens, welche für tektonische Störungen so bezeichnend ist. Man sieht von Stubbenkammer aus bei ruhigem Wasser im Meeresgrunde eine wahre Mosaik von Kreideschollen mit verschiedenem Streichen ihrer Feuersteinschnüre, wie sie nur durch oberflächliche Stauung gebildet worden sein kann.

Das Bild, welches die jungen Schichtstörungen im Bereiche der Alpen gewähren, weist auf eine flache Faltung, die in der Richtung der Alpen streicht. Unzutreffend ist die Darstellung von ROTH-PLETZ,<sup>1</sup> wonach es sich zwischen Ammersee und Würmsee sowie zwischen diesem und dem Isartale um meridional streichende Auf-

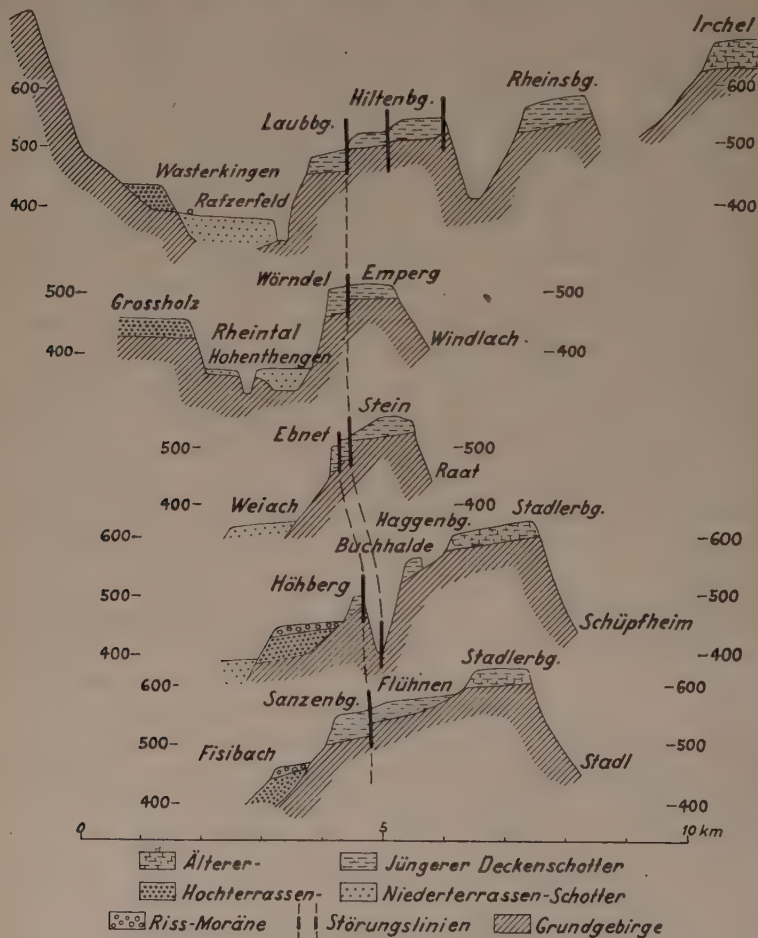


Fig. 1. Die Schichtstörungen im Deckenschotter bei Eglisau am Rhein.

wölbungen und bei Wolfratshausen um eine besonders tiefe Einbiegung handele. Zur Konstruktion seines Kärtchens sind nicht bloss zwischen Ammersee und Würmsee Vorkommnisse verwendet

<sup>1</sup> Die Osterseen und der Isar-Vorland-Gletscher. Mitteilungen Geogr. Gesellsch. München XII. 1917. S. 99. (Landeskundliche Forschungen herausgegeben von der Geogr. Gesellsch. München XXIV.

(Rotenfeld, Monetshausen), deren Alter nicht ermittelt werden kann, sondern im Isartale auch die Schotter der letzten Interglazialzeit, die in sehr verschiedenen Höhen abgelagert sein können. Ja, bei Icking sind sogar herabgerutschte Schollen zur Konstruktion der Karte verwendet. Hierauf führt sich die besonders tiefe Einsenkung zurück, die der Deckenschotter bei Wolfratshausen haben soll.

Es liegt nahe anzunehmen, dass ähnliche Lagerungsstörungen, wie sie in den fluvioglazialen Schotterfeldern des Alpenvorlandes nachweisbar sind, sich auch im Gebirge geltend gemacht haben. Aber hier fehlt die Möglichkeit, sie ebenso nachzuweisen. Wir sind hier in einem Gebiete starker fluviatiler und glazialer Erosion. Ablagerungen, deren Deformation erkennbar wäre, fehlen in der Regel. Hier muss ein anderes Untersuchungsverfahren angewandt werden als im Vorlande, nämlich die *morphologische Analyse*, auf die WALTHER PENCK<sup>1</sup> kürzlich hingewiesen hat. Längst schon hat man aus den grossen Talseen der Alpen auf tektonische Bewegungen geschlossen. HEIM bringt ihre Entstehung mit einem Rücksinken in Beziehung, welches eintrat, als die aufgefalteten Massen die Herstellung des isostatischen Gleichgewichts erstrebten und ihre Unterlage eindrückten. Es sollten die bereits eingeschnittenen Täler mit dem ganzen Gebirge einsinken und in Seen verwandelt werden. Ich will nicht in eine eingehende Erörterung des Für und Wider dieser Theorie eintreten. Es genüge zu sagen, dass die Lage der grossen Talseen in der Schweiz mit einem Rücksinken der Alpen nicht durchweg in Einklang steht. Gerade die grössten, Bodensee und Genfer See liegen ganz ausserhalb des Gebirges und der Zürichsee grösstenteils. Er streckt sich mitten durch eine im Schichtbau der Molasse angezeigte Antiklinale hindurch. Auch tragen die Seetäler nicht den Charakter fluviatil entstandener Einschnitte, sondern erweisen sich durch die Stufenmündungen ihrer Seitentäler als glazial übertieft. Bei Theorien über die Entstehung der Alpenseen darf daher die Mitwirkung glazialer Erosion nicht ausgeschaltet werden, und auf Bewegungen des gesamten Gebirges kann nur jener Anteil der Seebildung zurückgeführt werden, der durch glaziale Erosion nicht erklärt werden kann.

BRÜCKNER und ich haben bei unseren Untersuchungen über die Alpen im Eiszeitalter versucht, mit Hilfe der Stufenmündungen an den Seiten und den Terrassen an den Flanken der grossen Alpentäler deren Zustand vor der glazialen Übertiefung zu er-

<sup>1</sup> Wesen und Grundlage der morphologischen Analyse. Ber. d. math. phys. Klasse d. Sächs. Akad. d. Wissensch. LXXII. Leipzig 1920. S. 65.

mitteln und sind dabei zu dem Ergebnisse gelangt, dass die präglazialen Talböden kein solches Einbiegen erkennen lassen wie es HEIMS Theorie verlangt. Sie steigen vielmehr in den Alpen allenthalben gebirgseinwärts an, und zwar stellenweise so steil, dass auf eine nachträgliche Hebung des Gebirgskörpers geschlossen werden muss. Eine solche Hebung wird auch durch Deltaablagerungen erwiesen, die wir in den Mündungen des Inn und Salzachtales am Alpenrande, im Innern der Alpen im Klagenfurter Becken kennen. Sie deuten auf Alpanseen, deren Spiegel bedeutend höher stand als das ihnen vorlagernde Land, und die man sich nur erklären kann, wenn letzteres gesunken, oder die Alpen gehoben worden sind. Für ersteres finden sich keine Beweise, die in einer Aufschotterung des gesenkten Gebietes bestehen müssten. Es bleibt daher nur der Schluss auf die Hebung des Alpenkörpers seit der vorletzten, der Mindel-Riss-Interglazialzeit, der die Deltas angehören. Auf eine seit dem Pliozän erfolgte Hebung der Südalpen schliessen wir ferner aus der Deformation des in deren Täler eindringenden marinen Pliozäns. Rings um die Alpen herum finden wir die Anzeichen einer jugendlichen Hebung des Gebirges. Ob nun diese Hebung das ganze Gebirge gleichmässig betroffen hat, oder ob sie sich in einzelnen Zonen mehr, und in andern weniger äussert, lässt sich durch den blossen Verfolg des präglazialen Talbodens nicht mit Sicherheit entscheiden; denn je weiter man sich von den Stellen entfernt, wo seine Altersbestimmung mit leidlicher Sicherheit möglich ist, um so unsicherer wird seine Wiedererkennung, wenn auch so bedeutende Verschiedenheiten der Ergebnisse, wie sie kürzlich von JOH. MÜLLER<sup>1</sup> und von LEVY<sup>2</sup> im unteren Lechtale erzielt worden sind, nicht bloss in der Materie begründet sein dürften.

Neben dem präglazialen Talboden haben wir aber ein weiteres Mittel zum morphologischen Nachweise von Krustenbewegungen in den Alpen. Das ist die *Gipfelflur*.<sup>3</sup> Wie längst bekannt, halten sich im Gebirge benachbarte Gipfel in ungefähr gleicher Höhe, die nicht als ein Anzeichen eines früheren Plateaus zu deuten ist, aus dem das heutige Relief der Alpen herausgeschnitten worden ist, sondern bedingt ist durch die Abtragung der Talgehänge, durch subaerile Denudation und durch die nagende Tätigkeit der kleinen Hängegletscher. Durch beide Vorgänge werden die Talscheiden

<sup>1</sup> Die diluviale Vergletscherung und Uebertiefung im Lech- und Illergebiet. Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt, XXXVIII 1918. S. 1.

<sup>2</sup> Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. (Ostalpine Formenstudien I) 1920. S. 130.

<sup>3</sup> A. PENCK. Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsberichte d. preuss. Akad. d. Wissensch. XVII. 1919. S. 256.

zugeschärft. Zugeschärfte Scheiden erscheinen daher als Anzeichen besonders starker Zerstörung und Abtragung. Verfolgt man ihre Verbreitung durch die Alpen, so sieht man sie allenthalben an die grössten Erhabenheiten geknüpft. Wenn nun gerade diese höchsten Partien die stärkste Zerstörung aufweisen, so können sie nicht alt sein, denn sonst wären sie der Zerstörung längst erlegen; sie müssen erst in jüngster Zeit zu ihrer jetzigen Höhe emporgehoben worden sein. Aufwölbungen der alpinen Gipfelflur, die sich in allen schärfer umrandeten höheren Gebirgsgruppen geltend machen, können daher auf junge Aufwölbungen des Gebirges zurückgeführt werden. Dagegen können Einbiegungen der Gipfelflur, namentlich wenn sie nicht mit scharfen Schneiden verknüpft sind, wie dies an den grossen Längstälern der Fall ist, als charakteristisch für minder gehobene Gebirgsteile betrachtet werden. So eröffnet sich die Möglichkeit zwischen den in jüngster Vergangenheit mehr oder weniger gehobenen Alpentheilen zu unterscheiden und in den nicht unansehnlichen Wellungen der alpinen Gipfelflur Wirkungen einer noch in jüngster geologischer Vergangenheit erfolgten, wahrscheinlich heute noch von staten gehenden Faltung der Alpen zu erblicken, welche die einzelnen Zonen verschieden stark betroffen hat, ohne sich indes genau an die ältere Tektonik zu knüpfen. Die Faltung scheint das ganze Gebirge ergriffen und in seiner Gesamtheit über seine Umgebung gehoben zu haben. Die Mulden erscheinen daher nicht als Eintiefungen, sondern als minder hohe und deswegen minder tief zerschnittene Gebiete.

Mit jugendlichen Krustenbewegungen hat OTTO AMPFERER,<sup>1</sup> die Bildung einer eigentümlichen Schotterformation in Beziehung gebracht, die wir in einzelnen Alpentälern begegnen. Ich habe sie anfänglich für fluvioglazialer Entstehung gehalten und mit der Vergletscherung in Beziehung gebracht. Eingehende Untersuchungen im Isargebiete haben mich überzeugt dass eine interglaziale Bildung vorliegt, welche unabhängig von der Vergletscherung erfolgt ist. AMPFERER hält ihre Entstehung für tektonisch bedingt. Er nimmt an, dass während oder kurz nach der vorletzten Vergletscherung die Alpen an einigen Stellen einsanken, weswegen die dortigen grossen Täler verschottert wurden, worauf sie sich wieder hoben, so dass die aufgeschütteten Geröllmassen wieder zerschnitten wurden. Eine im Innental unterhalb Innsbruck vorgenommene Bohrung, die eine ganz unerwartete Mächtigkeit der

<sup>1</sup> Ueber die Entstehung der Innalterassen. Zeitschr. f. Gletscherkunde. III. 1908. S. 52. Verhandl. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1908. S. 87. Ueber einige Grundfragen der Glazialgeologie. Ebenda 1912. S. 237.

unter dem Talboden liegenden lockeren Massen ergeben hat, hat kürzlich AMPFERER<sup>1</sup> Veranlassung geboten, seine Ansicht in kurzer Zusammenfassung neuerlich zu entwickeln. Sie erklärt den vorliegenden Tatbestand völlig, aber sie ist nicht die einzige, die dies vermag. Eine Verschüttung der durch die Gletscher übertieften Täler musste unter allen Umständen eintreten, und war das Klima der Interglazialzeit etwas trockener als das heutige, so konnte sie sehr beträchtliche Ausdehnung erhalten. Zur Entscheidung ist eine Erweiterung der Beobachtungstatsachen nötig. Diese suchte ich im Laufe der letzten Jahre zu gewinnen.<sup>2</sup> In den mächtigen Schotterterrassen des Inn- und Isartales stecken mächtige lakustre Ablagerungen, wie solche durch BRÜCKNER schon in den Aufschüttungsterrassen des Tagliamento nachgewiesen worden sind.<sup>3</sup> Ihre tonigen Schichten, häufig überkrochen vom höher anstehenden Gerölle, entziehen sich leicht der Beobachtung; ihre Deltaschotter unterscheiden sich lediglich durch ihre schräge Schichtung von den fluviatilen und sind nur in guten Aufschlüssen von denselben zu trennen. Sie rühren von zwei langgedehnten Talseen der letzten, der Riss-Würm-Interglazialzeit her; der des Inntales streckte sich aus der Gegend von Telfs bis fast Kufstein, der des Isartales von Mittenwald bis Tölz. Die Ablagerungen dieser Seen steigen nun, ganz ebenso wie die gleichalten des Tagliamento im allgemeinen talaufwärts an, die des Isartales um mindestens 250 m, die des Inntales um fast 300 m, aber nur bis in die Gegend von Zirl; weiter talaufwärts erreichen sie geringere Höhen als dort (Vergl. Profil in Fig. 2). Sie sind *deformiert*. Das lässt sich in beiden Tälern durch deutlich entwickelte obere Kanten alter Deltas erweisen, deren grosse Mächtigkeit namentlich im Inn tale verrät, dass es sich um tiefe Seen handelte, nicht etwa bloss um seichte Wasseransammlungen an den Flanken eines sein Bett rasch aufschüttenden Flusses. Auch ergaben sich nirgends Anhaltspunkte dafür, an Stelle eines grossen Sees in einem Tale, deren mehrere durch Dämme oder Riegel von einander getrennte anzunehmen, deren Spiegel natürlich um so höher stehen musste, je weiter gebirgseinwärts sie liegen.

Der Versuch nach der Höhenlage der lakustren Ablagerungen Isobasen zu konstruieren, stösst auf zwei Schwierigkeiten: erstens

<sup>1</sup> Ueber die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. Jahrb. geolog. Staatsanstalt. Wien. LXXI. 1921. S. 71.

<sup>2</sup> Die Terrassen der Isartales in den Alpen. Sitzungsberichte preuss. Akademie der Wissensch. Phys.-math. Kl. Berlin 1922. S. 122. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Ebenda. S. 214.

<sup>3</sup> Alpen im Eiszeitalter. S. 1024.

haben wir es mit Deformationen zweier verschiedener Seespiegel zu tun, und zweitens dehnten sich beide in langen Tälern vorwiegend in einer Richtung. Naturgemäss erhält man in jedem derselben, falls man rein geometrisch vorgeht, Isobasen, die ungefähr senkrecht zur Talrichtung und, da es sich vorwiegend um Längstalsrecken handelt, ungefähr senkrecht zur Richtung des Gebirges

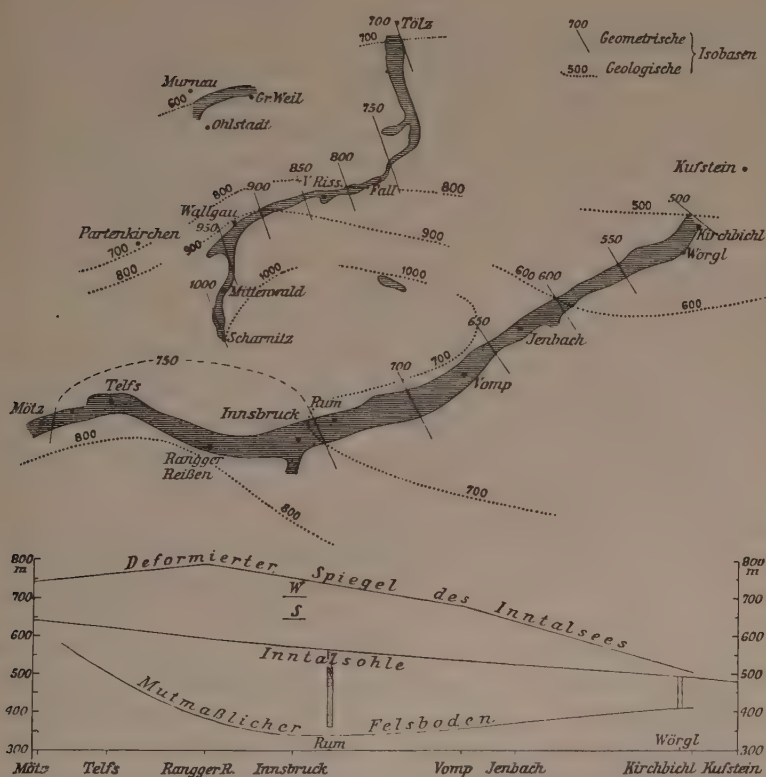


Fig. 2. Isobasen (in Meter Meereshöhe) der alten Seespiegel des Inn- und Isartales in den nördlichen Kalkalpen und Profil des deformierten interglazialen Sees im Inntale.

verlaufen. Die auf unserm Kärtchen angezogenen, die Täler querenden geraden Linien sind solche *geometrische Isobasen*. Nimmt man aber zu den positiven Evidenzen in den Haupttälern auch die negativen in den Nebentälern, so ergeben sich ganz anders geartete Kurven, die wir auf unserm Kärtchen als *geologische Isobasen* durch Punkte dargestellt haben. Sie verlaufen etwa im

Streichen des Gebirges, und zeigen in der Voralpenzone, im Loisach- und Isartale, ein geringes Ansteigen, dann aber im Hochalpenzuge in Isargebiete ein sehr rasches Ansteigen, an dem die Längstalstrecke Wallgau-Fall mit teilnimmt. Auch im Inngebiete ergibt sich in der gesamten Voralpenzone ein sanftes Ansteigen, in den Salzburger Schieferalpen kann gleichfalls nicht auf ein steiles geschlossen werden, aber weiter aufwärts in der Gegend von Achensee bis Innsbruck liegt eine muldenförmige Einbiegung zwischen Zentralalpen und Kalkalpen vor. Unverkennbar ist es eine starke Hebung im Karwendelgebirge und am Nordrande der Oetztaler Alpen, welche sich in der Verbiegung der Inntalerrasse oberhalb von Innsbruck verrät. Besonders stark gehoben erscheinen also die Alpentteile, mit aufgewölbter Gipfelflur, und ihnen gegenüber gesenkt erscheint das Längstal des Inn, gegen das hin sich die Gipfelflur einbiegt.

Die alten Talseen des Isar- und Inntales, sowie jener des Tagliamentotales, deren deformierte Spiegel nun zum Schluss auf eine späte Erhebung einiger Alpentteile führen, dehnten sich in über-tieften Talstrecken, und es liegt nahe, hier, wie sonst so vielfach möglich, die Seebildung als eine Folge der glazialen Übertiefung anzusehen. Aber heute ist die letztere in den genannten Tälern nicht von Seebildung begleitet, und sie ist es überhaupt nur in einigen Alpentälern. Seebildung und Übertiefung fallen in den Alpen keineswegs immer zusammen. Zwar kennen wir keinen einzigen grösseren Alpansees ausserhalb des Bereiches der Übertiefung, aber in letzterem gibt es nicht überall Alpansees. Man könnte das Fehlen von Seen in den heutigen Tälern des Inn, der Isar und des Tagliamento auf die nachgewiesene Hebung derselben zurückführen, durch welche die Seewannen schräge gestellt wurden, so dass sie sich nicht mehr mit Wasser füllen können. Umgekehrt aber kann man auch das Auftreten von langgedehnten Talseen in über-tieften Tälern auf eine Einbiegung von deren Gebieten zurückführen. Im Inntale finden sich zwingende Gründe für die Annahme einer solchen Einbiegung. Bei Innsbruck sind alte Schuttkegel, die Höttinger Breccie der vorletzten und der Höttinger Schutt der letzten Interglazialzeit unter den See der letzten Interglazialzeit getaucht worden. Wir finden sie (S. in Fig. 2) nicht nur unter dem deformierten Spiegel, der sich aus dessen grössten Höhen beim Rangger Reissen und bei Vomp ergibt, sondern auch tiefer als das dicht benachbarte alte Delta der Weiherburg (W Fig. 2). Nie können durch blosser Folge der Übertiefung Ablagerungen, die auf dem Lande entstanden sind, unter Wasser

getaucht werden. Hier müssen Krustenbewegungen mitgewirkt haben, die das Tal, in dem eben erst und kurz zuvor das Material von Schuttkegeln abgelagert worden ist, zum Ertrinken gebracht haben. Ich habe an die Möglichkeit einer glazialen Abdämmerung früher gedacht, die solches bewirkt haben könnte und angenommen, dass während einer grossen Schwankung im Rückzuge der letzten Vergletscherung das Inntal durch den vorrückenden Zillertalgletscher zeitweilig aufgestaut und in einen See verwandelt worden sei. Aber AMPFERER hat gezeigt, dass das nicht geschehen ist.

Indem sich das Inntal bei Innsbruck erst gesenkt und dann wieder gehoben hat, hat es eine Schwingung vollführt. Solche *Krustenschwingungen* hat AMPFERER zur Erklärung der mächtigen interglazialen Terrassen der Alpentäler angenommen. Dass sie wirklich stattgefunden haben, geht aus unseren Untersuchungen hervor. Zugleich hat sich herausgestellt, dass zwei Möglichkeiten die mächtigen interglazialen Verschüttungen anders zu erklären, als durch Annahme von Senkungen, nicht haltbar sind. Die interglazialen Verschüttungen beseitigen nicht lediglich die Folgen der Übertiefung, indem sie die Haupttäler wieder so hoch erhöhen, wie sie vor den Vergletscherungen gewesen. Sie reichten über den präglazialen Talboden weit empor und gehen über die Grenzen der Übertiefung hinaus; sie sind in der Schweiz während der Mindel-Riss-Interglazialzeit auch ausserhalb des Gletschergebietes erfolgt. Der weitere Gedanke, dass die Verschüttung infolge grösserer Trockenheit des Klimas eingetreten sei, erweist sich gleichfalls als nicht zutreffend, denn eingeschaltet in die interglazialen Aufschüttungen finden sich nicht selten Schieferkohlen, die in humidem Klima entstanden. Es bleibt nur die Theorie des relativen Einsinkens ganzer Talgebiete, um deren Verschotterung zu erklären. AMPFERERS Theorie erscheint uns heute sicher begründet und wir stehen nicht an, die mannigfachen interglazialen Schotterterrassen namentlich der nördlichen Ostalpen, aber auch im Draugebiete für den Nachweis interglazialer Krustenschwingungen in den Alpen zu verwerten, nämlich eines Einsinkens eines Teiles, dem alsbald dessen Wiedererhebung folgte.

Die Krustenschwingungen sind räumlich beschränkt auf das Gebiet der Vergletscherungen. Wir können sie durch mächtige Schotterterrassen vom Isartale bis zum Tale der Enns nachweisen, weiter westlich und östlich fehlen sie. Sie sind in den vergletschert gewesenen Teilen der östlichen Südalpen zu erkennen, aber in dem westlichen bisher nicht. Eine weitere Beziehung zur Eiszeit bekundet sich durch ihre zeitliche Verknüpfung mit dem

Eiszeitalter. Sie spielen sich im wesentlichen in den Interglazialzeiten ab, und zwar sowohl in der letzten wie auch in der vorletzten. Der Riss-Würm-Interglazialzeit gehören die meisten der grossen Schotterterrassen in den Gletschergebieten an, für die Mindel-Riss-Interglazialzeit werden Schwingungen durch die hochgehobenen Deltabildungen an den Mündungen des Inn- und Salzachtales sowie im Klagenfurter Becken, deren wir schon gedachten, wahrscheinlich gemacht, endlich durch den sogenannten Hochterrassenschotter der Nordschweiz erwiesen, den ich — oberhalb Waldshut — im Einklang mit A. HEIM<sup>1</sup> für den einer interglazialen Terrasse, erachte. Auch im Innthale sind solche erkennbar.

Krustenschwingungen kennt man längst aus dem Norden. Der skandinavische und der kanadische Schild sind Eindrückungen der Erdkruste, die jetzt wieder emporsteigen aber noch nicht, wie ihre Küstenumrisse lehren, ihre frühere Höhe erreicht haben. In ihnen hat zuerst GERARD DE GEER Isobasen konstruiert, die den Betrag ihrer Erhebung klar erkennen lassen. Seinem Beispiele versuchten wir in einem Teile der Alpen zu folgen. Die Ähnlichkeit der Vorgänge hier und da ist offenkundig. Aber es gibt auch Verschiedenheiten. Zunächst zeitlicher Art: Die Wiedererhebung der der beiden Schilde spielt in der Postglazialzeit, die der betrachteten Alpentheile in den Interglazialzeiten; in welchem Abschnitte des Eiszeitalters die Eindrückung der Schilde erfolgte, ist noch nicht bekannt. Die unserer Alpentäler geschah unmittelbar vor ihrer Hebung, gegen Schluss der vorangehenden Vergletscherung, oder noch bei Beginn der Interglazialzeiten, in denen sie gehoben werden. Die Interglazialzeiten sind Zeiten der grossen alpinen Krustenschwingungen; für deren Auftreten in der Postglazialzeit giebt es nur lose Anhaltspunkte. Der zweite Unterschied zwischen den alpinen und nordischen Krustenschwingungen ist ein regionaler. Im Norden schwingen die grossen tektonischen Einheiten des baltischen und kanadischen Schildes einheitlich, in den Alpen schwingen, soweit unsere noch recht bescheidene Kenntnis reicht, die einzelnen Teile verschieden stark. Das Karwendelgebirge im Hochalpenzuge der nördlichen Kalkalpen schwingt stärker als der Voralpenzug, die Schieferalpen weniger stark als die Zentralalpen, das untere Innthal weniger stark als die beiderseits angrenzenden Gebiete.

Bei vollkommenen Krustenschwingungen sollten die Orte genau in die Lage zurückkehren, die sie anfänglich hatten. Das ist

---

<sup>1</sup> Geologie der Schweiz. S. 270/291.

in den Alpen nicht geschehen. Die Schwingungen des Inntales während der beiden letzten Interglazialzeiten decken sich nicht. Die jüngere offenbart sich in den mächtigen Terrassenbildungen, die hoch über den Spiegel des deformierten Innalsees (vergl. Fig. 2) sich erheben, die ältere hat sich im wesentlichen unter S (ebenda) abgespielt, bis wohin die Gehängebildungen der vorletzten Interglazialzeit herabreichen. Tief darunter liegt, mehr als 200 m unter der Talsohle der felsige Grund. Es sieht aus, als ob die ältere Schwingung sich im wesentlichen unter, die jüngere über dem heutigen Inn abgespielt hatte. Wie dem auch sei: Dauernd eingebogen erscheint das Innthal. Dagegen verrät die Aufwölbung der Gipfelflur im benachbarten Karwendelgebirge, dass dieses bei den letzten Schwingungen, die es gemacht hat, einen dauernden Gewinn an Höhe gehabt hat. Andere Alpengruppen scheinen aber einen Verlust an solcher erlitten zu haben. In den östlichen Gletschergebieten war die Mindel-Vergletscherung vielfach grösser als die Riss-Vergletscherung, ferner stand im Steyer- und Ennstale die Würm-Vergletscherung bedeutend hinter der Riss-Vergletscherung zurück; beides deutet darauf, dass die östlichen Alpen Teile im Laufe des Eiszeitalters wesentlich erniedrigt worden sind. Aber die Abtragung, die sie erlitten haben, reicht nicht aus, die stattliche Erniedrigung des Gebirges zu erklären, auf die aus den stark abnehmenden Dimensionen der Vergletscherungen geschlossen werden muss, diese veranlassen nur an Einsenkungen zu denken.

Die Maxima der während der beiden letzten Interglazialzeiten erfolgten Schwingungen haben sich nicht an dieselben Stellen geknüpft. In der Nordschweiz und im Klagenfurter Becken liegen die Mindel-Riss-interglazialen Ablagerungen mehr peripherisch als die Riss-Würm-interglazialen. Auch die Orte interglazialer Seebildung haben sich verschoben. Sie erfolgte im Riss-Würm-Interglazial namentlich im Innthale, im älteren Mindel-Riss-Interglazial am Ausgange des Innthals. Ebenso decken sich die Gebiete der letzten interglazialen Seebildung nicht überall mit der heutigen. Lediglich in der Schweiz ist dies der Fall, wo uns alle Deltas anzeigen, dass an Stelle des Genfer-, Thuner- und Zürich-Sees schon während des Riss-Würm-Interglazial Seen vorhanden waren; gleiches gilt vom Gardasee. Aber dasselbe lässt sich weder für die insubrischen, noch die oberbayerischen, noch die oberösterreichischen Seen erweisen. Im Tessingebiete liegen die insubrischen Seen in einem Alpenteile, der bei verhältnismässig geringer Gipfelhöhe einen Formenschatz aufweist, der sonst nur in höheren Gebirgsgruppen auftritt. Mehr als sonst in den Alpen wird man

hier zur Annahme einer späten Einsenkung eines weiten Gebietes gelockt. Ferner weist die Lage der grossen Alpenseen in den einzelnen Gletschergebieten bemerkenswerte Unterschiede auf: Die einen, wie die Oberbayerns und Oberitaliens, sind bis an die äussersten Jung-Endmoränen gerückt, während die der Schweiz nicht an dieselben heranreichen. Endlich weisen die einzelnen Gletschergebiete Verschiedenheiten im Bau ihrer Zungenbecken auf. In den einen nehmen die Schotter der Niederterrassen in typischer Weise ausschliesslich im Endmoränengürtel Ursprung, in den andern ziehen sich die interglazialen Schotter durch die Zungenbecken hindurch und setzen sich als Unterbau der Niederterrassen fort.

Alle diese Einzelheiten weisen darauf, dass die Vergletscherungen ihre Betten nicht uniform gestaltet haben sondern, dass ein Spielraum für individuelle Entwicklungen gewesen ist. Die Weite dieses Spielraumes dürfte durch die Verschiedenheiten der Bühnen bedingt sein, auf denen sie sich abspielten. Diese Bühnen waren nicht fest, sondern beweglich. Spielte sich die Übertiefung in einem aufsteigenden Gebiete ab, so vermochte sie auch in den Zungenbecken nicht immer Seebecken zu schaffen, wie sie dort entstanden, wo Senkung die Übertiefung unterstützte. Tauchten interglaziale Aufschüttungen unter die untere Grenze der Erosionsfähigkeit des Eises, so erhielten sie sich, während sie sonst ausgeputzt wurden. So ergab sich je nach der Beweglichkeit der Bühne unter sonst gleichen Verhältnissen bald Seebildung, bald setzte sie nicht ein, und es entwickelten sich verschiedene Typen von glazialen Zungenbecken.

Die Krustenbewegungen, auf die wir also schliessen, liegen samt und sonders im Bereiche der Krustenschwingungen, die in unverkennbarer Beziehung zur Eiszeit stehen, und es muss sich fragen welches das Verhältnis der einen zu den anderen ist. Denkbar ist, dass sie mit einander verknüpft sind und sozusagen verzögerte oder zurückgebliebene Schwingungen darstellen, oder eine Wellenbewegung anzeigen, die sich an die stehend gedachten Schwingungen anknüpft. Es kann sich aber auch um ganz anders geartete Bewegungen handeln, die sich mit den Schwingungen kombinieren. Klarheit hierüber wird man erst erhalten, wenn man das Wesen der letzteren näher erkannt haben wird. Einstweilen sind darüber nur Mutmassungen möglich.

Die enge räumliche und zeitliche Verknüpfung der Krustenschwingungen mit den eiszeitlichen Vergletscherungen des Nordens und in den Alpen legt den Gedanken einer ursächlichen Beziehung

zu denselben nahe. Bereits 1865 hat JAMIESON den Gedanken ausgesprochen, dass die Last des Eises seine Unterlage eindrücken musste, und dass diese wieder emporstieg, als sie beim Schwinden des Eises wieder entlastet wurde. Quantitativ findet die Hypothese isostatischer Ausgleichbewegungen keine Schwierigkeit: Vergletscherungen von 1 000—1 500 m Eismächtigkeit konnten wohl Eindrückungen von 300 m bedingen, ist ja das spezifische Gewicht des Eises rund ein Drittel der Kruste. Aber zeitlich scheint jener Hypothese eine Schwierigkeit daraus zu erwachsen, dass das interglaziale Einsinken dem Schwinden der Vergletscherungen stellenweise nachhinkt. Ist zwar im Isartale der See gleich beim Rückzuge der Riss-Vergletscherung vorhanden, so erscheint er im Innertale wenigstens stellenweise erst erheblich später. Es wird bei Innsbruck in der Riss-Würm-Interglazialzeit erst der Höttinger Schutt von einem Wildbache abgelagert und dann erfolgt das Untertauchen unter den Spiegel des interglazialen Sees. Doch hält RUDZKI<sup>1</sup> an derartiges Nachhinken für durchaus möglich und denkt dabei an elastische Nachwirkungen. Auch muss man sich vor Augen halten, dass das Ertrinken einer Talstelle nicht bloss abhängig ist von der Bewegung, die sie selbst vollführt, sondern auch bedingt ist durch die Bewegungen von talabwärts gelegenen Orten, die die Lage der Seespiegels bedingen. Endlich ist denkbar, dass auf das Einsinken infolge der Eisbelastung später noch ein solches wegen tektonischer Senkung folgte. Solange derartige Erklärungsmöglichkeiten bestehen, möchten wir im Nachhinken der interglazialen Seebildung nach dem Schwinden des Eises kein Bedenken gegen die Hypothese isostatischer Ausgleichsbewegung als Ursache der Krustenschwingungen in alten Gletschergebieten erblicken. Ein Kennzeichen solcher *erzwungener Schwingungen* wäre, dass die schwingenden Oberflächenteile in ihre Ausgangslage zurückkehren und nicht dauernde Ortsveränderungen erfahren, welche letztere als Effekt von tektonischen Krustenbewegungen anzusehen wären. So liessen sich glaziale Krustenschwingungen und tektonische Krustenbewegungen ihrem Wesen nach gut von einander scheiden, und wir würden im Bewegungsbilde, das die Alpen während des Eiszeitalters geboten haben, isostatische Ausgleichsbewegungen und tektonische Bewegungen neben einander erkennen können.

Aber weil beide sich mit einander kombinierten, wird man die einzelnen Bewegungen nicht im einzelnen zu verfolgen vermögen, und um die noch von statten gehenden tektonischen Bewegungen

<sup>1</sup> Deformationen der Erde unter der Last der Inlandeises. Bulletin international de l'Académie des Sciences de Cracovie. Avril 1922. S. 169 (214). Physik der Erde. Leipzig 1911. S. 226.

sauber herauschälen zu können, wird man das Wesen der glazialen Krustenschwingungen in anderen Gebieten studieren müssen. Dazu bietet der Norden Europas mannigfache, leider noch nicht vollständig genützte Gelegenheit. Zwar ist die aufsteigende Schwingung von Fennoskandia durch skandinavische und finnische Geologen in geradezu mustergültiger Weise erforscht worden; aber was in den peripherischen Gebieten der grossen Vergletscherung gleichzeitig geschehen ist, ist vielfach noch unbekannt. Sollte es sich senken, so hätten wir jetzt im peripherischen Gebiete der Vergletscherung eine Bewegung, entgegengesetzt zu der im zentralen. Eine solche darf uns nicht überraschen. Denn wenn die grosse nordische Vereisung ihre Unterlage eindrückte, so musste an ihrer Peripherie als korrelierte Bewegung eine Hebung einsetzen die erst nach sehr langer Zeit die von RUDZKI für eine starre<sup>1</sup> oder leichter bewegliche Erdkruste errechneten Gleichgewichtslagen einnehmen konnten, und sich während einer Eiszeit allem Anschein nach nicht weit vom Eisrande fortgepflanzt hatte. Beim Schwinden der Vergletscherung musste sich diese Hebung ebenso in eine entgegengesetzte Bewegung verwandeln, wie in den Zentralgebieten die Senkung nach Wegnahme des Druckes. Hiernach scheint im Norden nach Schwinden der Vergletscherung eine einfache Schaukelbewegung eingesetzt zu haben und ihre peripherischen Gebiete scheinen entgegengesetzt wie die zentralen geschwungen zu haben. Hierüber dürfte die Erforschung von Norddeutschland noch manche Aufklärung bieten, die auch zum Verständnis alpiner Vorgänge, wie beispielsweise des Nachhinkens des Untertauchens einzelner Talgebiete nach dem Schwinden des Eises, beitragen können.

Einstweilens muss uns genügen, glaziale Krustenschwingungen, ähnlich denen des Nordens, auch in den Alpen erkannt zu haben. Ihre einzelnen Phasen haben schon früher Beachtung erfahren; HEIMS Hypothese des Rücksinkens der Alpen hat die absteigende ins Auge gefasst, die Untersuchungen von BRÜCKNER und mir haben die aufsteigende erwiesen. Krustenschwingungen können, wie AMPFERER gezeigt hat, die Bildung mächtiger Schotterterrassen in den Alpentälern erklären. Im Verein mit den tektonischen Bewegungen liefern sie uns das Bewegungsbild des Gebirges, das uns im Verein mit der fluviatilen und glazialen Abtragung dessen Oberflächengestaltung erklärt, während uns dessen Struktur ausschliesslich die stattgehabten tektonischen Bewegungen verrät.

<sup>1</sup> A. a. O. sowie Weitere Untersuchungen ebenda S. 445 Nov. 1899 ferner: Deformationen der Erde während der Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde I. 1906. S. 182.

# Översikt af geologien inom den nordjämtska-sydslappska sparagmitzonens södra del.

Av

GUSTAF FRÖDIN.

|                                                                                                          |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Inledning . . . . .                                                                                      | 623 |
| Det prekambriskas underlagets topografi och dess sammansättning inom den centrala antiklinalen . . . . . | 624 |
| Den östra, fossilförande silurzonon . . . . .                                                            | 630 |
| Den västra, fossilfria silurzonon eller sparagmitzonon . . . . .                                         | 633 |
| Petrografisk och stratigrafisk sammansättning . . . . .                                                  | 633 |
| Åldersställning . . . . .                                                                                | 640 |
| Om den kaledoniska tektoniken och den kaledoniska bergartsmetamorfosen . . . .                           | 649 |
| Om relationen mellan sparagmitformationen och seveskifferna . . . . .                                    | 653 |

## Inledning.

Den föreliggande undersökningen, som påbörjades sommaren 1915 och delvis sedermera ekonomiskt understötts av Sveriges Geologiska Undersökning, har avsett att i någon mån söka utfylla vår i förhållande till angränsande trakter — liksom också i förhållande till det centralskandinaviska sparagmitfältet — bristfälliga kunskap om de norra fjälltrakternas kvartsit- sparagmitformationer. Ungefär samtidigt har, såsom redan torde vara tillräckligt känt, den omedelbart i väster tillstötande kristallina seveskifferterrängen på Sveriges Geologiska Undersöknings initiativ gjorts till föremål för en ingående kartering av BACKLUND och QUENSEL m. fl. (1, 15), medan däremot det strax österut vidtagande fossilförande silurfältet på uppdrag av samma institution rekognoscerades av WIMAN redan åren 1898—1899 och ytterligare reviderades av honom sommaren 1918. Mitt arbetsområde har av dessa skäl kunnat strängt begränsas till den egentliga sparagmitzonon, och utvecklingar åt öster eller väster ha i regeln endast företagits, i den

mån jämförelser eller anknytningspunkter därstädes varit nödvändiga. WIMANS tidigare dagböcker och rekognosceringskartor, som tyvärr aldrig närmare publicerats, ha av honom beredvilligt ställts till mitt förfogande och i särskild grad underlättat mitt arbete.

Det här behandlade sparagmitområdet sträcker sig norrut till Ångermanälvens norra huvudgren, eller Kultsjön—Malgomaj, på vars andra sida, såvitt hittills framgått, samma zon fortsätter med ungefär enahanda sammansättning en ungefär lika lång sträcka mot norr. Rekognosceringen har skett i skalan 1:200000, men blott ett mindre antal observationspunkter ha av utrymmesskäl kunnat införas på här sammandragna översiktskarta i skalan 1:500000 (pl. LXIX).<sup>1</sup>

Lagerstupningarna inom området visa sig många gånger hastigt och oupphörligt växla till storlek och riktning, ej sällan bildande flacka valv eller veck av växlande storlek. I allmänhet och särskilt i vissa nedan diskuterade tektoniska zoner dominera dock stupningar mot VNV eller NV. De på kartan pl. LXIX införda stupningstecknen avse egentligen de inom varje särskild trakt rådande lagerstupningarna, givetvis dock med undantag för urbergsantiklinalens förskiffrade eruptivbergarter. Inom den kristallina seve-skifferterrängen beteckna de den där allmänt utbredda parallellstrukturen, som i regeln visar sig sammanfalla med de primära lagrings- och bankningsstrukturerna. Stupningen hos förskiffringen däremot är inom området så gott som utan undantag riktad mot V, VNV eller NV, mer sällan mot N, ehuru till storleken växlande. Med undantag för de få på kartan mot Ö eller SO vända stupningstecknen komma dessa att på så sätt markera såväl lager- som förskiffringsstupningen. — I åtskilliga trakter, där fast håll över större sträckor ej går i dagen, har i stället moränens sammansättning fått ligga till grund för formationsgränsernas uppdragande.

**Det prekambrika underlagets topografi och dess sammansättning inom den centrala antiklinalen.**

Liksom annorstädes längs bergskedjans östra randzon visar den subkambrika landytan, där den är tillgänglig för observation, en markerad lutning mot V och NV tydligen i huvudsak av sekundär natur och framkallad av den kaledoniska veckningsprocessen.

<sup>1</sup> För de delar av området, som undersökts med understöd av Sveriges Geologiska Undersökning, finnas originalkartor att tillgå i denna institutions arkiv.

Till betydande del torde också de direkt överlagrande sedimentformationernas huvudsakligen västliga eller nordvästliga lagerstupningar vara beroende härav. På kartogrammet pl. LXIX har ett preliminärt försök gjorts att dels med ledning av den subkambriska diskordansens höjdläge under den allt fortfarande anstående siluren,<sup>1</sup> dels med stöd av högsta topphöjderna ute på urbergsterrängen österut rekonstruera läget av denna subkambriska landyta, med de reservationer som alla dylika försök påfordra.

Särskilt bör härvid beaktas i vad mån förkastningar, monadnock och, beträffande området utanför den nuvarande silurgränsen, senare sänkning genom denudation kunna tänkas influera på kartbilden. — Ingenstädes inom kartområdet äro hittills egentliga förkastningar, varken longitudinella eller transversella, på ett eller annat sätt direkt konstaterade. Silurens nuvarande östra gräns är med andra ord en ren denudationsgräns, utan antydning till att den under ett tidigare skede, med östligare läge, varit bestämd av förkastningar eller mer markerade dislokationslinjer. Liksom i fråga om det centraljämtska silurfältet och även annorstädes är silurzonens nedsänkta läge i förhållande till urbergsytan i öster därför otvivelaktigt att i första rummet tillskriva den subkambriska landytans nämnda kaledoniska, regionala deformation, däremot säkerligen i mindre mån distinkta brottlinjer och förkastningar, såsom hittills mången gång antagits. Om också denna deformation i allmänhet varit gradvis och plastisk, ha givetvis spänningarna lokalt kunnat komma till utlösning genom smärre vertikalförskjutningar längs distinkta svaghetslinjer. Såsom sådana böra måhända tolkas de i vissa trakter, t. ex. kring Ulrikfors, ej så alldeles sällsynta, vanligen blott några få em eller dm breda mylonit- och krosszonerna inom urberget i öster, dess mer som dessa till riktningen, såvitt mina iakttagelser sträcka sig, i flertalet fall synas löpa i stort sett parallellt med landytans isobassystem eller ungefär i NNO—SSV.

Knappast i samma utsträckning som inom andra analogt belägna trakter inom Fennoskandia äger landytan peneplankaraktär närmast Ö om silurgränsen. Att den med tilltagande avstånd från denna gräns blir ännu mer kuperad är givet. Såsom den topografiska kartan, kanske bäst blad 48. VILHELMINA, tydligt visar, sammansättes landytan närmast silurranden av två tydligt urskiljbara element, dels det kvantitativt dominerande myrklädda flacklandet, över vilket vattendragen framrinna i oregelbundna, starkt diver-

<sup>1</sup> Där ej annat angives, sammanföras i det följande kambrium, ordovicium och gotlandium under benämningen silur.

gerande banor, dels de över flacklandet uppstigande, isolerade men talrika bergen. Frågan är, huruvida den subkambriska landytans fortsättning österut närmast bör sökas i dessa ej sällan rätt plana bergstoppar, varvid i så fall det nedanför liggande flacklandet representerar en senare postsilurisk dalgeneration, eller om topparna i stället äro att uppfatta såsom monad nocks nående över det i subkambrisk tid utbildade flacklandet.

För det förra alternativet, vilket legat till grund för isobasernas uppdragande, talar bl. a., att den i väster direkt iakttagbara subkambriska diskordansen, om den tänkes utdragen österut, tämligen väl synes sammanfalla med dessa likaledes österut stigande topphöjder. Höjdkurvornas tilltagande gleshet åt detta håll kan dels vara ett uttryck för den forna landytans — såsom väl är att vänta — här proportionsvis starkare neddenudering, dels också betingad av närheten intill dess höjdaxel här i öster. Såsom ett annat skäl i samma riktning kan kanske andragas, att de vida och flacka dalgångar, varav flacklandet sammansättes, ej så sällan luta åt Ö och SO, alltså i rakt motsatt led mot den subkambriska ytans sannolika lutning. Uppkomsten av en sådan vid och flack dalgeneration av postsilurisk ålder kan måhända förklaras av läget V om den subkambriska ytans höjdaxel, som därvid tjänstgjort som lokal erosionsbas och ett hinder för djuperosionen i väster, medan sådan däremot kunnat försiggå i full utsträckning Ö om samma höjdrygg. Frågan torde emellertid för sin definitiva lösning påfordra ett rikligare iakttagelsematerial. Den angivna tolkningen synes innebära, att urbergsytan i nära nog sin nuvarande utsträckning varit frampreparerad redan före den sista nedisningen, och att alltså den därunder verksamma glaciala erosionen påfallande litet förmått förflytta silurranden mot väster.

Bergshöjder, eventuellt med karaktär av monad nocks, höjande sig över det av kartans kurvsystem åskådliggjorda planet, äro å andra sidan ej alldeles sällsynta. Såsom redan WIMAN uppmärksammat (20), är t. ex. hit måhända att räkna en eller annan bergstopp N om Vojmsjöns nedre ända, möjligen också vissa smärre ojämnheter, som bl. a. förekomma längs stränderna av Malgomaj.

Höjdkurvornas egendomligt slingrande förlopp med förskjutningar österut över huvuddalarna men västerut över mellanliggande landryggar synes ej enbart kunna förklaras genom en mer långt gången erosion med åtföljande starkare allmän sänkning av den forna landytan kring huvuddalarna, enär samma företeelse återfinnes hos den subkambriska diskordansen på sträckan mellan Ormsjön och Stor-Uman. Det är måhända ej uteslutet, att här föreligger ett

till den subkambriska landytan primärt hörande reliefdrag, närmast då spår av flacka prekambrika dalgångar, efter vilka det post-siluriska dalsystemet småningom orienterats och inlänkats. En sådan möjlighet komplicerar givetvis den ovan något diskuterade åldersfrågan angående urbergsytans nuvarande relief Ö om silurranden.

Det prekambrika underlaget, som dyker in och försvinner under silurens östra rand, kommer åter i dagen 40—50 km längre västerut i den parallellt med bergskedjans längdaxel löpande centrala urbergsantiklinal, som från Hotagen i söder i ett sammanhang kan följas mot NNO över Ströms Vattudal upp till höjden av Sjougnäs. Den fortsättes mot NNO av de ur sparagmitfältet uppstickande smärre urbergsområdena vid Risbäck och Gitsfjället, vilka med all tydlighet angiva sig vara lokalt frammenaderade ryggpartier av samma stora antiklinal.<sup>1</sup> Såväl i söder kring Ströms Vattudal som i norr vid Gitsfjället är denna urbergsantiklinal väl markerad i topografien, särskilt gent mot terrängen i öster, och når topphöjder av 700—900 m, alltså en betydande höjd jämfört med den blott kring 250 m-kurvan liggande urbergsytan närmast österut. Vida mer än denna utmärker sig urbergsantiklinalen för en primärt starkt bruten subkambrisk topografi, tydligt påvisbar i de ur omgivande sedimenttäckte uppstickande urbergskullarna (se sid. 634). Men det är å andra sidan uppenbart, att antiklinalens nuvarande topografiska utformning liksom dess relativt stora höjd i ej ringa mån är resultatet av en i kaledonisk tid försiggången storartad uppressning (se sid. 649).

Att vad som här ovan angivits såsom urbergsantiklinal verkligen är det frammenaderade prekambrika underlaget och ej beträffande vissa partier till äventyrs kaledoniska intrusioner, klarlägges till fullo av de nedan omtalade kontakterna mot överliggande sedimentkomplex. Därjämte visar huvudmassan av de i antiklinalen ingående bergarterna, som såvitt hittills är känt uteslutande äro magmatiska, sins emellan en så nära kemisk-petrografisk släktskap och fältgeologisk samhörighet, att vad som beträffande dem gäller i åldersfrågan inom vissa delar av antiklinalen, också måste gälla för övriga områden.

<sup>1</sup> Att döma av blocken föreligger sannolikhet för att urbergsantiklinalen i större utsträckning, än vad rekognosceringarna hittills angivit, ligger blottad norrut, särskilt mellan Risbäck och Gitssjön. — Möjligen äger samma förhållande rum även längre söderut mellan Sörfors och Norrsjö, ehuru mina iakttagelser, utförda i skymningen en afton, lika litet som de då insamlade proven, ej gävo något säkert bevis för att en starkt mylonitiserad granit och ej en krossad sparagmit därstädes anstod.

Enär dessa eruptivbergarter jämväl äga betydelse för frågan om sparagmitmaterialets ursprung (sid. 636), skola här nedan några ur denna synpunkt viktigare bergartstyper till sina allmänna petrografiska karaktärer i korthet omnämnas.

Saliska bergarter dominera fullständigt. Vanligast är en röd, medel- och jämnkornig biotitgranit, »Torsfjärdsgranit», till bortåt två tredjedelar bestående av fältspat, huvudsakligen pertitisk frisk mikroklin, där albitopolarna längs kristallernas kanter gärna bilda klubbformiga, in i varandra zickzackformigt gripande ansvällningar. Mer underordnat ingår självständig, tvillinglamellerad plagioklas, tydligen något avkalkad och sur (ljusbr. < kvarts, > canadabalsam) samt grumlig av nybildad klorit, epidotmineral m. m. Den grå, stundom mjölkblå, tämligen rikligt närvarande kvartsen visar tendens till idiomorfi, utan att egentliga granofyriska strukturer komma till utbildning. De sparsamma mörka mineralen synas ursprungligen representerats av uteslutande biotit, nu mer dock fullständigt kloritiserad. Accessoriskt förekomma apatit, titanit (delvis leukoxen), zirkon, järnmalm och stundom flusspat.

Denna till sina petrografiska karaktärer väl konstanta Torsfjärdsgranit är så gott som ensamrådande i söder men anträffas norrut här och var i typisk utbildning ända upp på höjden av Sjougd-näs liksom också vid Risbäck. Från Ströms Vattudal inträder mot norr i stort sett en gradvis förändring i sammansättning och struktur, varigenom en serie med varandra intimt förbundna och i fält ej skarpt avgränsbara bergartstyper framkomma. Redan N om Gårdsjön slår den jämnkorniga Torsfjärdsgraniten småningom över i en porfyrisk form, som i sin tur norrut blir allt mer kvarts-syenitisk och grovt porfyrisk och utgör, mer eller mindre basisk, den rådande bergartstypen i de N om Risbäck synliga delarna av antiklinalen.

Denna förändring ger sig i mikroskopet tillkänna bl. a. genom en gradvis minskning av granitens ursprungliga halt av mikroklin, vilken, samtidigt med att den småningom gör sig så gott som fri från pertitiska albitinlagringar, övergår till att bli uteslutande strökornsbildande. Särskilt vid något stegrad basicitet uppnås detta stadium, därvid den grå, starkt pigmenterade och väsentligen av självständig sur plagioklas (ljusbrytning > canadabalsam, < kvarts) uppbyggda men från kalifältspat fria grundmassan skarpt sticker av från de enstaka, som idiomorfa röda karlsbadertvillingar utbildade porfyrisk mikroklinerna. — Kvantshalten är i dessa syenitiska modifikationer, även i de surare, i allmänhet ringa. Förutom de ovannämnda accessoriska mineralen tillkomma därjämte växlande

mängder kloritiserad biotit, som vid stegrad basicitet delvis ersättes av amfibol och pyroxen. — I hela den nu berörda serien av granitiska och syenitiska bergarter äro myrmikitiska och symplektitiska sammanväxningar av olika slag vanliga. Såväl beträffande sammansättning som allmän habitus ansluta sig de porfyrisk, ibland mörkt gröngräsfärgade bergartstyperna nära till vissa plagioklasrika utbildningsformer inom Refsundsgranitområdet i öster.

Allt ifrån Ströms Vattudal upp till norra kartgränsen åtföljes ovan anförda granitiska och syenitiska bergartsserie av ursprungligen diabasartade eller gabbroartade bergarter av en makroskopiskt påfallande konstant typ, men som i slipprov vanligen äro starkt dekomponerade. Vissa av dem ha visat sig föra serpentinpseudomorfer efter olivin. På norra sidan Nyselet, SO om Sjougdns, anstår inom ett tämligen begränsat område en mer säregen porfyrit med antydan till ofitisk struktur, sammansatt av zonal plagioklas — varierande mellan oligoklas och sur labrador — rätt betydande mängder mikroklin, ofta omgiven av myrmikitvårter, vartill sluter sig uralitiserad augit samt brun biotit. Kvarts saknas fullständigt.

Kvantitativt sett äro dessa intermediära och basiska bergarter av relativt ringa betydelse och ha hittills ej kunnat ägnas större uppmärksamhet. Många gånger, såsom vid Svansele och Klumpvattnets utlopp, ha de iakttagits tydligt genomsatta av och som brottstycken inneslutna i omgivande granitiska och syenitiska bergarter. Genom de kaledoniska störningarna ha dock de primära kontaktförhållandena ej sällan utsuddats och kunna då te sig synnerligen orediga. Under sådana förhållanden kan det ofta ställa sig svårt att avgöra, i huru stor utsträckning dessa basiska bergarter verkligen äro prekambrisk, enär, såsom nedan skall visas, otvivelaktigt kaledoniska grönstenar, även dessa dock i ungefär lika grad regionalmetamorfa, uppträda i samma trakter.

För frågan om sparagmiternas genesis återstår att i korthet omnämna ett par förekomster av leukokrata spaltningsprodukter, antingen dessa äro att betrakta som sura grönstenssekret eller äro direkt associerade med granit-syenitserien. På näset mellan Vuollelite och Kaskalite, Ö om Kultsjön, anstår en dylik vit, finkornig bergart, väsentligen bestående av mikroklin, starkt sur plagioklas jämte kvarts, vartill komma små mängder kloritiserad biotit. — En annan förekomst 1 km Ö om Svansele, SO om Sjougdns, vilkens gränsförhållanden emot omgivande basiska antiklinalbergarter ej direkt iakttagits, utgöres av en likaledes vit och finkornig, kvartsfattig, väsentligen av avkalkad, starkt pigmenterad plagio-

klas uppbyggd bergart, därjämte förande något ljusgrön amfibol, kloritiserad biotit samt apatit och malmmineral. Ehuru den petrografiska likheten med trondhjemiterna är i ögonen fallande, föreligger dock intet som helst skäl att här misstänka en kaledonisk intrusion, dess mer som bollar av dylika bergarter ingå i sparagmitkonglomeraten (se sid. 636).

Typisk kataklastisk deformation i form av böjda och söndertryckta plagioklaslameller och biotitindivider, periferisk granulering och till finkorniga aggregat utvalsade kvartskorn har mer eller mindre påverkat urbergsantiklinalens samtliga bergarter. I vissa nedan närmare berörda zoner äro likväl de primära stelningsstrukturena bättre än vanligt bevarade och fullt tydliga. Denna kataklastiska förskiffring är i sina huvuddrag avgjort orienterad i den allmänna kaledoniska strykningsriktningen, och då den därjämte många gånger visar sig direkt förbunden med rubbningarna i omgivande siluriska sedimentkomplex, låter sig dess kaledoniska ursprung väl knappast ifrågasättas. Sådana sekundära strukturdrag, som bruka anses känneteckna det djupmetamorfa, egentliga urberget, kunna däremot ej iakttagas i antiklinalbergarterna,<sup>1</sup> vilka på denna grund synas närmast böra sammanställas med den serarkäiska åldersgruppen.

#### Den östra, fossilförande silurzonen.

Ehuru liggande utanför det av mig undersökta området förtjänar dock denna östliga silurzon, där tack vare fossilen säkra åldersbestämningar, åtminstone inom vissa gränser, äro möjliga, att här till sin byggnad i korthet rekapituleras.

Med hänsyn till faciesutbildningen kan den uppdelas i ett östligt och ett västligt bälte. Det östra, höglänta och topografiskt väl avgränsade bältet, som ursprungligen torde ha sträckt sig betydligt längre västerut fram emot sparagmitzonen, upptages huvudsakligen av Strömskvartsit, en massiv och mäktig, i regeln karakteristisk kvartsit, petrografiskt och tektoniskt ekvivalent med de södra fjälltrakternas Vemdalskvartsit och redan förut tillräckligt känd för att här påfordra en närmare redogörelse. Det västra bältet uppbygges däremot av s. k. Föllinge-Holmsjöfacies eller »skiffer med kvartsit» (20), även benämnd »kambrisk och undersilurisk lerskiffer med kvartsit och sandsten» (11) eller »mörk kvartsitsand-

<sup>1</sup> Inom ett helt begränsat område N om Gårdsjön, N om Ströms Vattudal genombryter Torsfjärdsgraniten bandat gnejsiga och amfibolitiska bergarter av urbergs-habitus, vilka dock äro de enda av denna typ, hittills kända inom dessa trakter.

sten med lerskifferlager» (14). Här anstå väsentligen svarta lerskifferar — såväl grova som fina, ofta fyllitiska eller alunskifferartade — och sandstensskifferar, intimt växellagrande med tunna och mäktiga lager, linser och bankar av mörk-svart sandsten och kvartsit, den senare ofta övergående till typisk blåkvarts.

Strömskvartsiten, som av TÖRNEBOHM inrangerades bland de algonkiska eller prekambrika bildningarna (17, 19), har av samtliga geologer, som på senare tid i fält studerat förhållandena, enstämigt betraktats såsom i huvudsak normalt vilande på den fossilförande, ej särdeles mäktiga alunskifferhorisonten, eller undantagsvis ortocerkalken. Där de kaledoniska störningarna längs kontaktzonen ej framkallat en sekundär diskontinuitet, har nämligen kvartsiten genom växellagring och petrografiska övergångsled befunnits sammanhängande med den underliggande fossilförande horisonten (8, 14, 20, 13). För närvarande torde det därför kunna anses väl styrkt, att Strömskvartsiten är silurisk och, även om den ej får anses utgöra en viss stratigrafisk nivå, till sin huvudmassa yngre än alunskiffern. Möjligheten att den kan representera alunskifferns uppveckade och överskjutna basalbildningar synes osannolik bl. a. därav, att den kvartsit, som undantagsvis förekommer i normalt läge mellan alunskiffern och urbergsytan, är av så obetydlig mäktighet, att den på intet sätt kan tänkas såsom ursprung till den på alunskiffern vilande mäktiga kvartsitmassan. De kvartsiter m. m., som att döma av de nedan sid. 642 beskrivna förhållandena längs sparagmitområdest östra randzon otvivelaktigt torde utgöra underlaget för den fossilförande siluren längre i väster, äro därjämte av helt annan petrografisk karaktär.

Ett mer direkt intresse för föreliggande frågor anknyter sig till den ute på den flackare terrängen i väster anstående Föllinge-Holmsjöfacies,<sup>1</sup> vars västligaste del intecknats på pl. LXIX, huvudsakligen efter WIMANS kartor och dagböcker (20).<sup>2</sup> De av honom på sträckan mellan Ströms Vattudal och Malmomaj gjorda fossilfynden anses närmaßt peka på den emellan den undre och övre graptolitskiffern liggande delen av siluren. I själva verket synes dock med stor sannolikhet vilken nivå som helst av siluren kunna vara utbildad med denna facies. I överensstämmelse härmed har WIMAN också funnit, att den i höjderna anstående typiska Ströms-

<sup>1</sup> För korthetens skull benämnas denna facies i det följande endast Holmsjöfacies.

<sup>2</sup> På översiktskartan pl. LXIX har tektoniken härstädes något förenklats, i det att de i denna zon sporadiska förekomsterna av alunskiffer samt längst i norr vid Malmomaj även av kalksten och något urberg ej ansetts behöva särskilt urskiljas. Angående dessa förekomsters läge se 20.

kvartsiten stundom vilar på alunskiffer, andra gånger på Holmsjöfacies, liksom också att denna senare genom otvivelaktiga petrografiska övergångar i form av växellagring o. d. kan ekvivalera de båda förstnämnda (20).

Denna ekvivalens och faciesväxling träder i dagen allt ifrån den västra gränsen för den typiska Strömskvartsiten, där den underliggande alunskiffern allt mer börjar växellagra med mörk



Förf. foto. 1916.

Fig. 1. Strömskvartsitens kvartskonglomerat inlagrat i Holmsjöfacies, Ögelströmmen, Ströms Vattudal.

sandsten och kvartsit jämte blåkvarts, och gör sig i fortsättningen västerut inom Holmsjöfacies tydligt märkbar genom de större och mindre linsartade ansvällningarna av ljusa, mörka eller blåkvartsartade kvartsiter, som här topografiskt bryta av från de annars lugna och flacka landskapsformerna. WIMAN angiver flerfaldiga exempel på dessa faciesväxlingar, som jag också själv på andra lokaler uppmärksammat. Så börjar exempelvis den i nedre delen av Ögelströmmen i Ströms Vattudal rådande typiska Holmsjöfacies mot väster upptaga bankar av det såsom särskilt karakteristiskt för Vemdals- och Strömskvartsiten ansedda kvartskonglomeratet (fig. 1), vilket i sin tur hastigt ersättes av snart nog allena-rådande typisk Strömskvartsit jämte blåkvarts.

Med undantag för lokala områden är denna Holmsjöfacies lätt igenkännlig och av tillräckligt karakteristisk och konstant allmän habitus för att utan svårighet låta sig skiljas från petrografiskt närbesläktade utbildningsformer. Med fullt likartade karaktärer låter den sig i själva verket följas allt ifrån det centrala Jämtland långt upp i Västerbotten.

#### Den västra, fossilfria silurzonen eller sparagmitzonen.

Den hittillsvarande litteraturen sysselsätter sig litet eller intet med de geologiska förhållandena i denna zon. Dess monotona byggnad jämte den uppenbara avsaknaden av fossil och svårigheten att ställa detta komplex i något så när säker relation till den fossilförande siluren i öster inbjuder ej heller till en monografisk behandling. Den nuvarande översiktskartan (17) synes likväl antyda, att denna norra sparagmitzon mellan Ströms Vattudal och Hornavan lämpligen bör angripas just här i söder, där den i allmänhet stöter direkt intill den lätt igenkännliga Holmsjösilurfacies, medan den N. om Malgomajdalen vanligen gränsar mot kvartsitiska bildningar, visserligen betecknade som Strömskvartsit, men som till sin geologiska och petrografiska ställning dock ofta äro osäkra och vacklande.

Ända intill de allra sista åren har denna sparagmitzon på TÖRNEBOHMS auktoritet ansetts såsom algonkisk eller prekambrisk.<sup>1</sup> Detta betraktelsesätt förefaller att från början helt och hållet vara grundat på analogiskäl och likheterna med det härjedalska-centralskandinaviska sparagmitfältet, ty TÖRNEBOHM synes själv — fränsett en redan 1869 företagen översiktlig resa utan betydelse för denna åldersfråga, och på en tidpunkt, då fjällproblemet ännu ej hunnit att bli i egentlig mening brännande (18) — knappast ägt någon nämnvärd personlig erfarenhet om ifrågavarande trakter.

#### Petrografisk och stratigrafisk sammansättning.

Genom sina säreget brutna och oroliga former med åt flertalet håll brant stupade bergsidor — detta åtminstone i de av tryckförskiffring minst drabbade områdena, där den primära, starka förklyftningen och ringa motståndskraften mot temperaturväxlingar ännu gör sig fullt gällande — skiljer sig sparagmitzonen topografiskt såväl från det lägre av Holmsjöfacies intagna flacklandet

<sup>1</sup> I ett föredrag inför Geol. sektionen i Uppsala d. 22 mars 1917 framlades de hittills vunna preliminära resultaten av min undersökning samt några skäl till förmån för en silurisk ålder för åtminstone vissa delar av denna sparagmitzon (2).

i öster, som också från den i allmänhet högre och genom lugnare landskapsformer utmärkta seveskifferterrängen i väster. Branta och relativt trånga dalgångar, som under passagen genom sparagmitzonen till synes omotiverat böja om till en rakt ostlig eller t. o. m. nära nog nordostlig riktning, är ett allmänt återkommande drag.

Sparagmitformationens basallager — än, såsom kring Ströms Vattudal, väsentligen bestående av ljusa, något fältspatförande kvartsiter, än åter av röda sparagmiter eller mörkvioletta sandstensartade skifferar — vila med en typisk sedimentationskontakt direkt på den centrala antiklinalens djuperuptiver. De här och var i närheten av denna antiklinal ur sedimenttäckets uppstickande kullarna av granit m. m.<sup>1</sup> vittna otvivelaktigt om en primärt

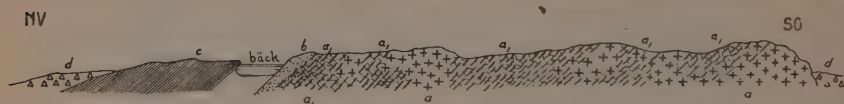


Fig. 2. Subsparagmitiskt vittrad granitkulle uppstickande ur siluren 3 km. N. om Lidsjöberg. — (Profilens längd c:a 70 m.)

- a* frisk eller föga vittrad och förskifferad granit,
- a*<sub>1</sub> den subsparagmitiska vittringszonen, vanligen sekundärt förskifferad,
- b* vit kvartsit (silurens bas),
- c* röd och grön skiffer,
- d* morän.

starkt kuperad landyta, i vars högre partier den fossila vittringszonen, såsom t. ex. i grönstenen vid ån strax nedom Klumpvattnet, ofta kan följas tiotal m. djupt (fig. 2). Vittringsprocessen kännetecknas i allmänhet av en starkare mekanisk än kemisk sönderdelning med utfällning av röda järnsubstanser, detta i antiklinalens såväl sura som basiska eruptivbergarter. I de fall åter då sedimentkomplexets basallager äro grå eller ljusa, inträder samtidigt en blekning av vittringszonen och avfärgning av den i sig själv röda graniten eller mörka grönstenen. I mikroskopet framträder processen först genom sönderdelning och förstöring av de mörka mineralen, därefter, i samma mån den mekaniska uppluckringen fortskrider, av plagioklaserna, medan däremot mikroklin och starkt sur plagioklas in i det längsta bibehålla sig friska. Inom samt-

<sup>1</sup> Basallagrens stupningar komma givetvis primärt att variera högst avsevärt kring dessa uppstickande subsparagmitiska kullar. I normala fall bör stupningen vara utåt, även längs antiklinalen som helhet betraktad, såsom några på kartan inlagda lokaler också giva vid handen.

liga partier av urbergsantiklinalen är denna subsparagmitiska vittringszon återfunnen.

På denna vittrings- och sedimentationskontakt vilar på många ställen, t. ex. kring Ströms Vattudal eller NV om Bångnäs vid Vuollelite, ett tunnare eller mäktigare basalkonglomerat med intill huvudstora bollar eller skarpkantiga fragment bl. a. av underlaget, vars presparagmitiska ålder genom samtliga dessa fakta måste anses säkerställd. — Att denudationen likväl mångenstädes ännu ej hunnit att nämnvärt nedtränga i urbergsantiklinalen framgår av de smärre isolerade fläckar av den subsparagmitiska vittringszonen, jämte därtill anslutna grå och röda basalkonglomerat och kvartsiter, grå och röda skiffrar och sparagmiter jämte sandstensartade skiffrar o. s. v., som ej sällan anträffas inne på urbergsterrängen ibland, t. ex. såväl N. som S. om Ströms Vattudal, t. o. m. på betydande avstånd från den egentliga formationsgränsen (fig. 9 A).<sup>1</sup> De vittna om att sparagmitfältet ursprungligen omgärdat även urbergsantiklinalens södra, större del och tillsammans med det nu isolerade sparagmitskifferkomplexet i den s. k. Offerdals- eller Ansättenskollan utgjort en kring antiklinalen sammanhängande tektonisk zon. Den prekambrika ytans allmänt större höjdläge härstädes, nående ända till 800 à 1,000 m. ö. h. N om Hotagen, kan tänkas ha orsakat en starkare denudering av omgivande del av sparagmitkomplexen.

Sparagmitzonen uppbygges väsentligen av dels röda eller smutsröda, dels mörka (ljusgrå-mörkgrå-gröngrå-svarta) sparagmiter och sparagmitiska kvartsiter i växellagring med och petrografiskt gradvis övergående i ljusa eller gråvita, ofta fullt normala kvartsiter, ej sällan utbildade som typisk blåkvarts. Dessa kvartsitiska utbildningsformer uppträda som mäktiga bankar synbarligen i alla delar av formationen även långt i väster, såsom i Gitsfjället. I stort sett synes den rent sparagmitiska karaktären vara mindre extremt utbildad, det kvartsitiska och leriga inslaget däremot starkare framträdande än inom det härjedalska sparagmitområdet. — Härtill sluta sig, dels konforma inlagringar av röda, smutsröda, grå eller mörka skiffrar, ibland grova och sandstensartade, ibland åter finkorniga och fullt fyllitiska, dels också, ehuru mera sällan, interformationala konglomeratbankar av växlande mäktighet men i

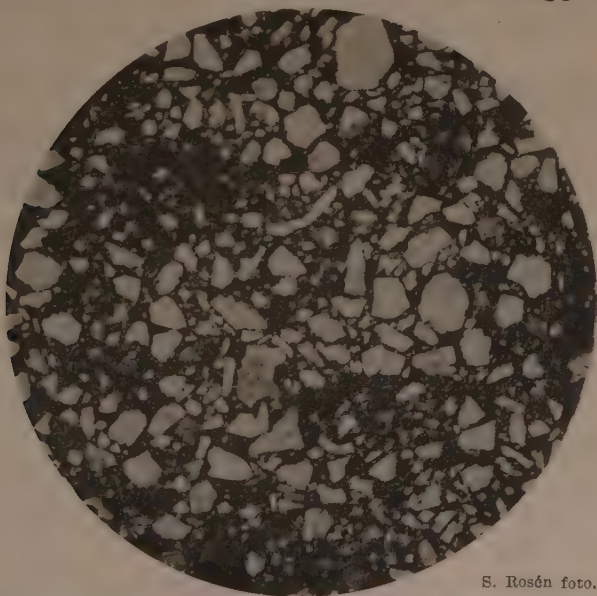
<sup>1</sup> Den från lokal till lokal växlande bergartsassociationen i dessa små denudationsrester, liksom också de svävande och rätt indifferent bergartskaraktärerna i den zon, som här begränsar silurfältet mot urbergsantiklinalen i väster (sid. 651), har på sin tid föranlett vissa meningsskiljaktigheter beträffande kartläggning och tektonik (10, 12), vilket med hänsyn till då rådande uppfattning om sparagmitfältets geologiska ställning och relation till siluren i öster är lätt förklarligt.

regeln föga uthålliga. Diskordant skiktning och böljeslagsmärken förekomma, ehuru ej mera allmänt.

De talrika petrografiska övergångsled liksom den ofta intima växellagring, som sammanbinda samtliga dessa komponenter med varandra, tillåta ej ens med en betydligt större kartskala, än den här använda, en mer långt gående uppdelning av detta petrografiskt heterogena men stratigrafiskt fullt enhetliga komplex. Till och med den här företagna till synes enkla tudelningen i mörka och röda bergartstyper eller en röd och en mörk sparagmitetage låter sig i praktiken ej alltid så lätt genomföras utan kan beträffande den närmare avgränsningen mången gång bli ganska subjektiv. Så är exempelvis den typiska mörka sparagmiten genom en mörkt smutsröd, gradvis övergångszon av ofta betydande maktighet intimt förbunden med den normala röda utbildningsformen. Samma svårighet möter att på ett rationellt sätt avgränsa de till de båda etagerna anslutna kvartsiterna från varandra.

De äkta sparagmitiska bergartsleden innehålla till mer än hälften fältspat. Denna utgöres i såväl den mörka som röda typen alldeles övervägande av mer eller mindre pertitisk frisk mikroklin, medan däremot den underordnat närvarande plagioklasen, därest den ej är extremt sur, i regeln är kemiskt och stundom även mekaniskt sönderdelad. Förutom smärre korn av epidotmineral, järnmalm och klorit, uppträda mörka mineral aldrig som klastisk beståndsdel. — Mineralkornens rundning är i allmänhet mindre tillfredsställande; mången gång består huvudmassan av skarpkantiga, spetsiga fragment eller t. o. m. halvmånformiga skärvor, som i sitt nuvarande skick näppeligen kunna antagas ha varit föremål för längre transport. Samma vittnesbörd lämna också de skarpkantiga större och mindre fragment, som sammansätta konglomeraten. Under förutsättning att denna skarpkantighet är primär och ej tillkommit genom söndersprängning under tidsintervallen mellan sedimentation och diagenes, så synes uppenbart, att materialet till stor del hämtats från det närliggande prekambrika underlaget och dess mikroklinpertitiska bergarter. Den sparagmitbildande processen har tydligtvis inneburit en anrikning av mikroklinen på bekostnad av de lätt förstörda plagioklaserna och mörka mineralen. En sådan härkomst bestyrkes också därav, att de ofta högt över lagerseriens bas liggande interformationala konglomeraten innehålla rikligt med bollar ej endast av urbergsantiklinalens typiska granit-syenitserie utan också, såsom slipprov utvisa, av de ovan anförda mer säregna leukokrata bergartstyperna.

Den mikroskopiska undersökningen av föga regionalmetamorfa bergartsprov har ådagalagt, att skillnaden mellan de röda och mörka kvartsit-sparagmittyperna så gott som uteslutande betingas av cementets beskaffenhet, medan däremot mineralkornens egenfärg blott sällan blir av betydelse. Hos de röda bergarterna består detta cement av en av järnoxid och järnoxidhydrat helt genomdränkt massa, svår att närmare optiskt analysera (fig. 3), hos de mörka däremot väsentligen av ett finfördelat kvartsaggregat, starkt



S. Rosén foto.

Fig. 3. Typisk röd, opressad sparagmit, Klingersalet. Först. c:a 25 ggr. Ord. ljus.

genompudrat och pigmenterat av grön klorit och sericit (fig. 7). I överensstämmelse härmed innehåller cementet i de smutsröda modifikationerna en blandning av de båda huvudtypernas pigment.

I det stora hela förefalla de mörka sparagmiterna och kvartsiterna mer finkorniga än de röda. Till sina primära karaktärer torde de mera närma sig lersandstenar eller gråvackor och synas fältgeologiskt i åtskilligt kunna betraktas som en grovklastisk speciell facies av lerskifferterrängerna, främst Holmsjöfacies i öster, ett intryck som förhöjes genom de ofta konformt inlagrade mörka skiffrarna (se sid. 642).

Någon detaljerad stratigrafisk indelning av sparagmitkomplexet har till dato ej låtit sig uppställas, däremot synas vissa strati-

grafiska huvuddrag redan nu fullt skönjbara. Bortser man nämligen från antiklinalens sydöstligaste del, där mer indifferent ljusa kvartsitiska bergarter ofta bilda basallagren, utgöras dessa i sitt normala läge kring de i norr blottlagda antiklinalpartierna av typiskt röda sparagmiter och kvartsiter med en på några lokaler beräknad totalmäktighet av upp till ungefär 200 m. Däröver följer likaledes med otvivelaktigt normal överlagring den synbarligen minst några hundra m. mäktiga mörka delen av lagerserien.<sup>1</sup>

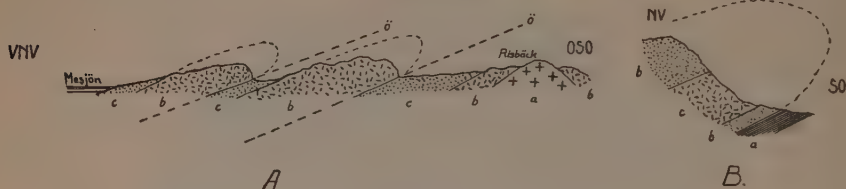


Fig. 4.

- A. Profil genom sparagmitzonen mellan Risbäck och Mesjön. — (Profilens längd c:a 10 km.)  
*a* urbergsantiklinalen,  
*b* den röda sparagmitetagen,  
*c* » mörka »  
*ö* överskjutningsplan.
- B. Generell profil över sparagmitfältets östra randzon (N. om Risbäck saknas dock den röda etagen *c*).  
*a* Holmsjö silurfacies, *b* den mörka sparagmitetagen, *c* den röda sparagmitetagen.

Bottenlagren kring den lilla antiklinalblottan S om Gitssjön äro visserligen ej direkt iakttaga, och likaså äro hithörande förhållanden otillfredsställande kända på den korta sträckan längs antiklinalens nordspets, SO intill Sjougsjön, men dessa punkter äro kvantitativt sett alltför fåtaliga för att kunna rubba den redan erhållna stratigrafiska totalbilden.

Däremot är i ett flertal fall, och bäst i trakten av Risbäck, med full tydlighet ådagalagt, att den röda bergartssviten med stor mäktighet och upprepade gånger kunna överlagna den mörka (fig. 4 A). Denna lagerföljd synes mig — med stöd av stupningarna och på grund av vad som nedan anføres från den östra randzonen — utan tvekan vara abnorm och framkallad genom upprepade inversioner, dess mer som kraftiga kross- och förskjutningszoner i dessa fall bruka framgå i den röda bergartskomplexens bas. Troligt är att ännu flera sådana abnorma överlagringar skulle vid en mer detal-

<sup>1</sup> Moränens sammansättning kring Tåsjöns övre del liksom också närvaron av mörk sparagmit i den inverterade randzonen här i väster synes angiva, att sparagmitkomplexens övre mörka etage även finnes utbildad V om Tåsjöns nordända. Observationspunkter i det inre av sparagmitzonen saknas dock tyvärr här, vilket förklarar det på kartan införda beteckningssättet.

jerad kartering kunna påvisas i fältets centrala delar. Tillsvidare synes den röda etagen stratigrafiskt böra inrymmas uteslutande i formationens undre del.

Holmsjöfacies underlagrar alltid, såvitt hittills är bekant, sparagmitformationen längs dennas östra rand (fig. 4 B). Omväxlingen och rikedomerna på bergartstyper är här ännu större än i fältets inre, i det att ytterligare tillkommer en serie vanligen finkorniga petrografiska övergångsled mellan Holmsjöfacies och den mörka

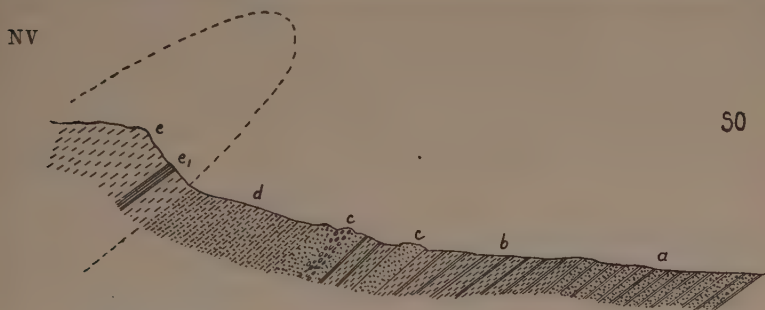


Fig. 5. Profil genom sparagmitfältets östra randzon vid södra sidan Långmarksberg, Norrsjö. Profilen typisk för randzonen mellan Lidsjöberg i söder och Risbäck i norr (jämför fig. 9 B.) — (Profilens längd c:a 600 m.)

*a* typisk Holmsjöfacies (silurisk, svart kvartsit och fyllit),  
*b* finkornig mörk sparagmitisk kvartsit med skiffer,  
*c* ljus kvartsit med blåkvartsbankar och kvartskonglomerat, } (mörk sparagmit-  
*d* mörk, vanligen finkornig sparagmit, } etage)  
*e* smutsröd-röd sparagmit och kvartsit med röd skiffer *e*<sub>1</sub> (röd sparagmitetage).

sparagmitetagen, som här alltid bildar fältets yttersta randzon och samtidigt dess, tektoniskt sett, understa del. I allmänhet karakteriseras övergången av att de mörka sandstensbankarna i Holmsjöfacies bli fältspatförande och småningom rådande på bekostnad av skifferlagren.

Hur denna på ett flertal lokaler närmare studerade och i sina huvuddrag tämligen likartat byggda, i fält ej skarpt begränsade övergångszon mellan fossilförande silur och sparagmitformationen mer i detalj gestaltar sig är avsett att framgå av fig. 5, hämtad från trakten av Norrsjö, där förhållandena äro särskilt upplysande, beroende på att Holmsjöfacies längre än vanligt mot väster bibehåller sin typiska habitus, varför övergångszonen här blir smalare och mer överskådlig. Genom tydliga intima växellagringar och petrografiska övergångar sammansätta här samtliga lager och bergartstyper ett fullt konkordant förband, där dock lagerstupningen kan växla till storleken. Anmärkas bör, att blåkvartskonglomeratet längs större delen av sträckan härifrån och ned till Harrsjö-

berget synes ersättas av en polymikt interformational konglomeratbank, liggande i den smutsröda sparagmiten, d. v. s. på gränsen mellan mörk och röd sparagmit.

Den av WIMAN beskrivna profilen från Harrsjön (22, sid. 9) lämnar ett annat exempel på sammansättningen av denna övergångszon, varvid dock enligt slipprov den av honom som lager 1 betecknade horisonten är typisk smutsröd sparagmit med konglomerat, liksom också de uppgivna grå kvartsiterna i n:r 3 och 6 delvis äro sparagmitiska. N:r 8 representerar, ehuru i en speciell utbildningsform, den närmast angränsande delen av Holmsjöfacies. — I foten av det mitt emot liggande branta Harrsjöberget, där dessutom den röda etagen uppträder med full mäktighet, kan samma övergångszon också studeras.

Det förtjänar anmärkas, att den i nedre delen av dalgången Kultsjön—Malgomaj från ovanliggande mörka kvartsit-sparagmit-täcke blottlagda lagerserien, som på kartan inrangerats i Holmsjöfacies, knappast äger dennas typiska karaktärer, utan i stället en mer indifferent, östlig silurhabitus. Mörka, typiska fylliter växelagra här upprepade gånger med bankar af blåkvarts och kvartsiter, grå-gröngrå sparagmitiska skifferar och finkorniga sandstenar, varvid mot väster ovan Dimforsen, jämte den nedan anförda inlagringen av röd och grön skiffer, det sparagmitiska grovklastiska inslaget blir allt rikligare.

Som ett egendomligt men ofta återkommande uttryck för nu anförda konkordans och växellagring mellan fossilförande silur och sparagmitformationen kunna uppfattas de flera m. mäktiga bankar av karakteristiska gröna och röda skifferar, som i regeln redan någon eller några km. utanför den egentliga sparagmitgränsen förekomma konkordant inlagrade i siluren i öster.<sup>1</sup> Så har visats vara förhållandet inom så gott som samtliga större dalgångar, där vattendragen blottat mer sammanhängande profiler, t. ex. nedanför Bångnäs mellan Kultsjön och Malgomaj, längs Saxälven, Sjutälven, Harrsjöån, Klumpvattensån N om Gårdsjön o. s. v. samt även här och var i den mellanliggande högre terrängen.

### Åldersställning.

Endast längs den ovan beskrivna gräns- eller övergångszonen i öster kommer sparagmitformationen i direkt beröring med otvivelaktiga och allmänt erkända siluravlagringar. Med utgångspunkt

<sup>1</sup> Liksom de mörka och röda grovklastiska bergartstyperna äro också dessa röda och gröna skifferar genom gradvisa petrografiska övergångar m. m. intimt förbundna med varandra. Skillnaden mellan dem synes så gott som uteslutande vara en färgskillnad betingad av järnets olika oxidationsgrad.

från de sammanhängande profiler man flerstädes äger tvärs över denna zon ända upp i den typiska röda sparagmiten förtjänar undersökas, i vad mån några säkra slutsatser i åldersfrågan på det nuvarande stadiet äro möjliga.

Det är till en början tydligt, att den hittills gängse åsikten om en algonkisk eller prekambrisk ålder ej kan upprätthållas, ity att full kondordans råder mot underliggande siluriska Holmsjöfacies. Att skarpt avgränsa dem från varandra är ej möjligt. Ej heller har mig veterligt från hela det norra sparagmitområdet en enda äldre observation i fältet åberopats för en antaglig diskordans. Äldre än på sin höjd en gammalkambrisk eller eokambrisk ålder kan det därför ej bli tal om. Frågan blir alltså närmast, om denna sparagmitformationens överlagring i öster över silurisk Holmsjöfacies (fig. 4 B, 5) är att betrakta som normal eller abnorm.

För det förra alternativet talar mig veterligt endast det faktum, att denna överlagring synes vara nära nog utan undantag för handen, hvarjämte möjligen också kan anföras, att den överlagrande kvartsit-sparagmitmassan mången gång saknar nämnvärda tryck- och deformationsstrukturer, tydande på större tektoniska rubbningar.

Däremot finns det enligt min mening vägande skäl till förmån för en abnorm överlagring. Först är att märka, att den röda sparagmitetagen aldrig direkt vilar på Holmsjöfacies. Mellan dem inskjuter alltid den mörka etagen, och denna överlagrar också förr eller senare den nyssnämnda röda.<sup>1</sup> Denna senare utgör i fältets inre otvivelaktigt formationens basaletage (se sid. 638), och randzonens tektonik låter sig med hänsyn härtill och i full överensstämmelse med fältets sannolika byggnad i väster (sid. 638, fig. 4 A) otvunget förklaras såsom en mot Ö överkastad inversion. Ett kraftigt stöd erhåller detta betraktelsesätt därav att denna gent emot flacklandet i öster i topografien abrupt framträdande randzon i strykningsriktningen söderut direkt fortsättes och övergår i den nedan beskrivna antiklinala dislokationszon, som här begränsar urbergsantiklinalen mot öster (fig. 9 B). Förhållandet att detta mot öster överstjälpta veck längst i söder huvudsakligen visar det blottade och inveckade prekambrisk underlaget, längre norrut däremot den röda etagen, som i sin tur slutligen också försvinner och mellan Risbäck och Malgomaj uteslutande ersättes av den mörka, synes osökt finna sin förklaring i det generellt mer djupgående snitt som söderut träder i dagen, främst i form av urbergsantiklinalens i allmänhet mer omfattande framdenudering.

<sup>1</sup> Se anmärkningen sid. 638.

Det anförda resonemanget utmynnar alltså i att Holmsjöfacies är med all sannolikhet yngre än den i sparagmitfältets randzon anstående delen av lagerserien och måste här i väster på djupare nivå normalt och konkordant underlagras av densamma. Då emellertid denna Holmsjöfacies, enligt vad som ovan anförts, för närvarande ej synes kunna stratigrafiskt bestämmas närmare, än att den ligger någonstädes mellan äldre kambrium och yngre gotlandium, synes ej mycket vara vunnet beträffande sparagmitfältets åldersbestämning, dess mer som den mörka sparagmitetagen i fältets inre ju skulle kunna tänkas nå stratigrafiskt högre än motsvarande etage i de perifera östliga delarna.

I och för sig synes denna möjlighet ingalunda utesluten. I samtliga de fall då i randzonen den mörka sparagmitetagen genom den ovanliggande röda låter sig avgränsas uppåt, skiljer den sig genom relativt liten mäktighet, finkornigare sammansättning o. s. v. från den typiska mörka etagen i fältets inre. Utgår man å andra sidan från att hela sparagmitfältet är äldre än Holmsjöfacies och i allmänhet äldre än siluren i öster, så synes egendomligt, att icke någonstädes silur av östlig habitus pålagrar fältets centralare delar. Däremot har jag flerstädes kunnat konstatera närvaron av visserligen ej fullt typisk men synbarligen otvivelaktig Holmsjöfacies såsom tunna bankar och lager konformt inlagrade i den mörka sparagmitetagen i fältets inre. Tages dessa sakförhållanden i samfältt betraktande, framställer det sig långt ifrån såsom osannolikt, att sparagmitfältet åtminstone delvis, och närmast då dess övre mörka etage med dess primära karaktär av lerrik sandsten (sid. 637), kan vara en västlig speciellt grovklastisk utbildningsform av Holmsjöfacies och alltså åtminstone inom vissa gränser ekvivalera densamma.

Huruvida den röda basala sparagmitetagen kan direkt sammanställas med den härjedalska röda sparagmiten eller med den norska eokambriska<sup>1</sup> låter sig för närvarande ej avgöras. Såväl i Norge som i Sverige kan den lätt igenkännliga subkambriska diskor-

<sup>1</sup> I en föregående avhandling (3) har jag påvisat vissa förhållanden, som synas angiva, att dalasandstenen, vad beträffar Idretrakten, konkordant underlagras därvarande gammalkambriska lager och därför därstädes närmast vore eokambrisk. Den angivna konkordansen avser en gråvit, säregen sandstensmodifikation, som såväl TÖRNEBOHM, HÖGBOM som jag ansett tillhöra dalasandstenens översta del.

Emellertid har jag sedermera i fält tagit del av de likartade skotska förhållandena, och den möjligheten synes mig därför tills vidare böra hållas öppen, att denna gråvita sandstensorisont ej tillhör dalasandstenen utan är underkambrisk eller en ekvivalent till de eokambriska sparagmiterna. Den verkliga dalasandstenen ligger i så fall djupare, liksom också den avgörande diskordansen då bör eftersökas på lägre nivå.

dansen följas in under kvartsit-sparagmitformationerna och bestämmer därmed dessas undre åldersgräns, även om denna diskordans i strängare bemärkelse ej alltid får uppfattas som strängt synkron. Ett sådant direkt förföljande av den subkambriska diskordansen från öster och fram till den nordjämtska-sydlappska sparagmitzonen låter sig däremot ej göra.

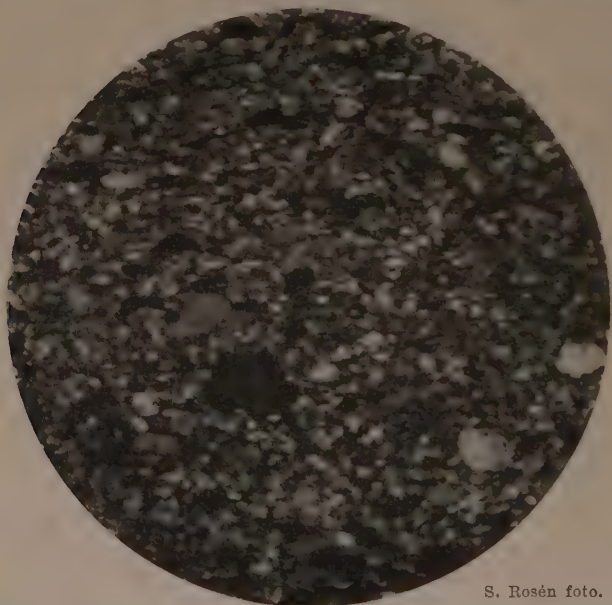
Vissa andra iakttagelser synas också — under vissa här nedan berörda förutsättningar — bäst förenliga med en ej alltför hög silurisk ålder hos åtminstone vissa delar av sparagmitfältet. De interformationala konglomeraten, bl. a. de längs den östra randzonen, tillhöra vanligen en rätt säregen men konstant strukturell typ med skarpkantiga bergartsflisor och fragment av starkt växlande dimensioner, endast underordnat däremot förande väl rundade bollar, glest spridda i en finkornig, mörkt smutsröd eller nästan svart, sparagmitisk grundmassa.<sup>1</sup> Bollarna bestå i allmänhet av urbergsantiklinalens samtliga eruptivbergarter jämte röda och mörka kvartsit-sparagmittyper, identiska med dem i omgivande delar av formationen. Men därjämte ingå, såvitt hittills bekant, på samtliga lokaler i betydande mängd äkta kristallina skifferar, som skarpt sticka av från den ofta fullt klastiska, ej alls förskifferade mellanmassan. Frågan är, varifrån dessa bollar, som på grund av sin ofta skarpkantiga form knappast kunna ha undergått mer långväga transport, härstamma. Till sina petrografiska karaktärer äro de rätt växlande. Sällsynt förekomma granatförande amfiboliter. Vanligare äro däremot surare typer med sammansättningen kvarts, mikroklin, sur plagioklas, biotit, klorit jämte växlande mängd epidotmineral, stundom också granat (fig. 6). Reliktklastiska strukturer kunna ibland förekomma. De låta sig under mikroskopet mången gång svårigen skiljas från vissa seveskiffertyper, bl. a. kristallina sparagmitderivat, andra gånger visa de däremot inga mikroskopiska likheter med av mig kända fjällskifferar.

A priori kan en härkomst från fjällskifferarna i väster knappast anses absolut utesluten. Den skulle dock tydligen innebära, att de konglomeratförande nivåerna — som för övrigt i regeln äro föga kaledoniskt tryckpåverkade — kommit till avsättning, först sedan den kristallina kaledoniska metamorfosen i huvudsak slutförts, men innan de av kataklastisk deformation kännetecknade senkaledoniska massförskjutningarna bringat seveskifferfronten i sitt nuvarande läge upp över sparagmitzonen i öster. Till åldern skulle

<sup>1</sup> Konglomeratets nu angivna karaktär, frånvaron av lagring m. m., ger detsamma en tilltärtad habitus. Trots däråt riktad uppmärksamhet har jag likväl ej kunnat finna några som helst andra antydningar till ett eventuellt glacialt ursprung för detsamma.

de alltså vara kaledoniska samt ekvivalera t. ex. den norska Valderssparagmiten (7) och Sandnåskonglomeratet i västra Jämtland (5).

Den andra och måhända sannolikare möjligheten är, att dessa bollar härleda sig från det i dessa delar av Norrland relativt litet kända urberget och dess superkrustalformationer. De hittills bekanta närmaste förekomsterna av dessa senare ligga dels i NO vid Stensele, dels i SO nedåt kusttrakterna i Ångermanland, men torde på grund av det betydande avståndet, c:a 100 km., jämfört med



S. Rosén foto.

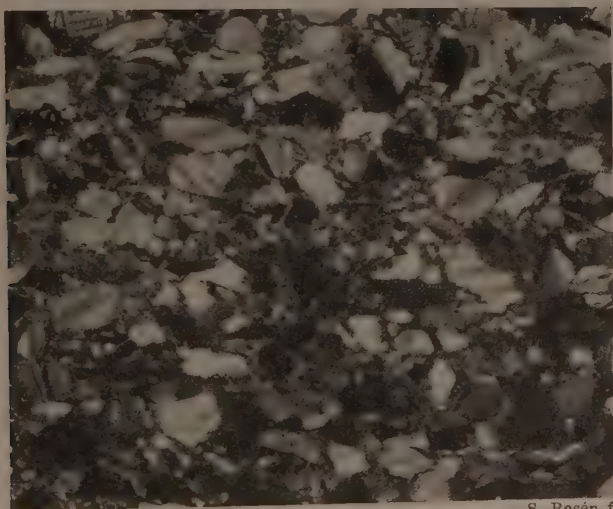
Fig. 6. Boll av reliktklastisk biotit-epidotgnejs (derivat ur sparagmitisk sandsten?) tillhörande mörkt sparagmitkonglomerat mellan Sörfors och Risbäck.  
Först. c:a 25 ggr. + Nic.

konglomeratets strukturella utbildning ej kunna ifrågakomma. Des värre har jag ej heller trots sökande kunnat anträffa några liknande bergarter, varken inom urberget närmast öster om siluren ej heller inom den centrala antiklinalen i väster. Inte ens som block ha sådana kunnat påvisas i dessa traktors morän. Fråga om deras härkomst måste därför ställas på framtiden.

En annan ytterst allmän företeelse, värd att uppmärksammas detta sammanhang, är att mineralkornen, särskilt naturligtvis kvartsen, äro påfallande starkt kataklastiskt deformerade före sedimentationen (fig. 7). Ett likartat vittnesbörd om stark presparagmitisk tryckförskifring lämna också många från urbergsantiklina

en härstammande konglomeratbollar. Då nu bergartsmetamorfofen i antiklinalen för närvarande blott synes kunna sammanställas med det kaledoniska vecksystemet (sid. 630), skulle slutsatsen bli, att sedimentationen i dessa fall är yngre än åtminstone veckningsprocessens början, vilken beträffande sydligare trakter, av åtskilliga skäl synes kunna dateras till ordovicisk tid.

Det förtjänar här också erinras om att GAVELIN inom Kvikköckområdet, alltså NNO om den egentliga sparagmitzonen men strykningsriktningen av densamma, iakttagit sparagmitbankar inlagrade på högre nivåer av därvarande Hyolithuszon (6).



S. Rosén foto.

Fig. 7. Typisk mörk, opressad sparagmit med primärt starkt kataklastiska kvartskorn. N. om Sörfors. Först. c:a 25 ggr. + Nic.

Den nordjämtska-sydlappska sparagmitformationen synes alltså till sin geologiska ställning enligt min mening snarast bära uppfattas som en västlig, fossilfri, grovklastisk facies av den mer normala siluren i öster, inklusive Strömskvartsiten. Båda vila direkt på urbergsytan och synas sky varandra, i det de intaga två i stort sett skilda regioner, i gränzonen mellan vilka dock otvivelaktigt ligger rum en växellagring och överlagring. Frågan om formationens exakta undre och övre åldersgräns måste likväl tills vidare lämnas öppen. Så mycket synes dock säkert, att den övre åldersgränsen i varje fall ej når upp till under- eller medeldevon, vid vilken tid den kaledoniska veckningen, även i här berörda trakter, torde få anses ha varit avslutad.

Den centrala urbergsantiklinalen med dess — i förhållande till den huvudsakligen peneplannivellerade urbergsytan i öster och anorstädes i Fennoskandia — primärt brutna topografi kan betraktas som sparagmitzonens genetiska och tektoniska ryggrad. Analogierna härutinnan med motsvarande formation inom de sydliga fjälltrakterna äro påtagliga. Det genetiska och geografiska sambandet mellan sparagmitfacies och berggrundstopografi blir emellertid än tydligare, om hänsyn toges till att formationen fordom med all säkerhet sträckt sig söderut till Hotagen och där sammanhängt med den tektoniskt delvis likvärdiga Offerdals- eller Ansättskollan (se sid. 635). Härtill bör ytterligare läggas, att till åldern likvärdiga sparagmitderivat i betydande utsträckning ingå i seveskiffrarnas östra randzon (se sid. 653), varefter de längre mot väster småningom förträngas av mer finklastiska och normala sediment, vilka slutligen helt dominera i köliskifferfältet vid randen av den djupa geosynklinalgraven i väster. Antiklinalens centrala ställning såsom degradationsort vid sedimentationsprocessen framgår emellertid ej endast av avlagringarnas ut mot sidorna i stort sett avtagande sparagmitkaraktärer utan ock av deras förut direkt påvisade egenkap av sedimentderivat ur antiklinalens eruptiver (se sid. 636).

Det förhållandet, att dessa såsom fragment och bollar av betydande storlek rikligt ingå i de förut omtalade, ofta högt i lager-serien liggande interformationala konglomeraten, synes knappt kunna betyda annat, än att antiklinalen varit topografiskt väl markerad och ägt tillräckliga höjddifferenser redan under sedimentationsprocessen, antingen detta höjdläge i huvudsak var relativt gammalt eller, såsom det starkt kataklastiska materialet i konglomerater och sandstenar måhända angiver, delvis tillkommet genom en strax före och under sedimentationen försiggående kaledonisk upplyftning och uppressning.

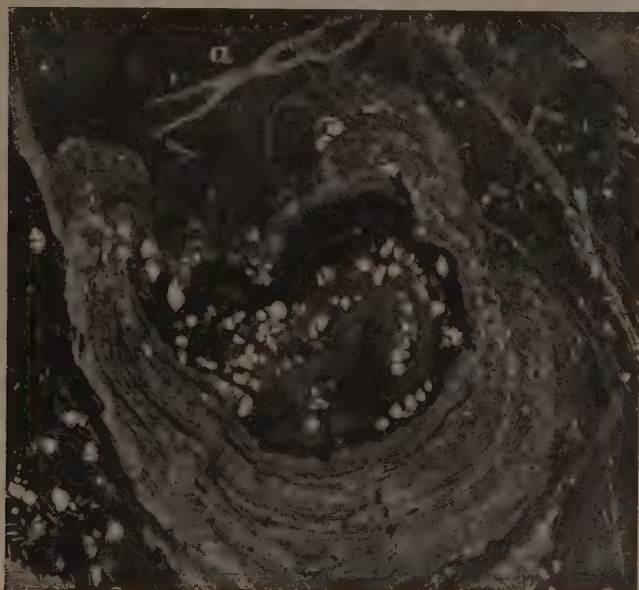
---

Bristen på fossil är ett karakteristiskt drag för sparagmitformationen, varifrån det dock gives enstaka undantag. Det återstår nu att med några ord beröra den under de sista åren aktuella frågan om formationens fossilförande kalkstenar.

Över huvud äro karbonatbergarter ytterligt sällsynta. Den i Kalvberget, c:a 12 km. V om Risbäck, sedan gammalt kända, rätt betydande förekomsten av dolomit och dolomitisk kalksten har trots sökande av såväl WIMAN (22) som mig hittills visat sig fos-silfri och lämnar alltså ingen ledning i åldersfrågan.

Längs fältets östra randzon förekommer på en synbarligen

stort sett konstant nivå, nämligen ungefär i mitten av den närmast över Holmsjöfacies vilande mörka sparagmitetagen, på några ställen tunna bankar av en grå, gulvit eller smutsröd kalksten med ofta mussligt, tätt brott och en om dolomitisk sammansättning vittnande rostgul vittringsyta. Genom primärt inlagrade mineralalkorn eller skifferlameller övergår den petrografiskt i omgivande



S. Rosén foto.

Fig. 8. Den fossilförande kalkstenen vid Harrsjö, visande dels en större, koncentriskt byggd konkretion av obestämd natur, »stromatolit», dels ock en mängd små, kringdensamma liggande fossilfragment av bågformig, oval eller rörformig (a) habitus. — De vita kornen äro klastiska kvartskorn. Först. c:a 4 ggr. Ord. ljus.

grovklastiska bergarter, mellan vilka den uppträder som linser och lager. Hit hör den förut i litteraturen omtalade lokalen vid Harrsjön (2, 21, 16, 22), vidare en tyvärr blott såsom blocksträng iakttagen bank i dalgången mellan Vuollelite och Malmogamaj, c:a 3 km. nedanför Bångnäs, samt slutligen enligt min mening den relativt rika blockförekomsten på Råberget vid Sörfors, omtalad redan i WIMANS äldre dagböcker (20, 22). Av dessa är emellertid endast Harrsjö- och sannolikt Råbergförekomsten fossilförande.

Harrsjöloken, vars fyndomständigheter kommit att på ett missledande och ofullständigt sätt refereras i ett par av de sista årens publikationer (16, 22), anträffades av mig sommaren 1916 och be-  
kanns redan i fältet föra dels större, koncentriskt byggda konkre-

tioner, dels i samband med dessa stora mängder smärre kroppar av konstant habitus men av i fält obestämbar natur (fig. 8). Det omedelbart efter hemkomsten förfärdigade första slippövet (fig. 8) bekräftade, att dessa små kroppar voro otvivelaktiga fossil och fossilfragment. Provet förelades med anledning därav först nuvarande doc. E. STENSIÖ samt därefter, några dagar senare, på hans förslag även amanuens S. ROSÉN med hemställan till honom om fyndets bearbetning. Redan före denna hemställan voro alltså de på fig. 8 reproducerade smärre, vanligen bågformiga, elliptiska eller rörformiga (a) fossilen eller fossilfragmenten till sin organiska natur kända. Detta av STENSIÖ även sedermera bekräftade sakförhållande låter sig emellertid ingalunda utläsas ur ROSÉNS framställning, däri han angiver sig själv ha upptäckt de av honom beskrivna problematica (16, sid. 159).

Till den av ROSÉN lämnade i övrigt uttömmande framställningen av de omskrivna problematica med åtföljande bergart har jag endast att foga följande av kand. A. REUTERSKIÖLD utförda partiella analys av kalkstenen, vilken, jämfört med de andra till kemisk sammansättning hittills kända karbonatbergarterna i samma formation (22, sid. 7), angiver en relativt ringa Mg-halt men hög Fe-halt.

|                                          |        |
|------------------------------------------|--------|
| Olöst i HCl . . . . .                    | 21.2 % |
| CaO, beräknat som karbonat .             | 58.8 » |
| MgO . . . . .                            | 4.1 »  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 18.8 » |

Det av WIMAN sedermera hemförda rikligare materialet från Harrsjöförekomsten har ej bringat något nytt i dagen, och dessa fossil äro därför tyvärr alltjämt en olöst gåta, tills vidare oanvändbara för en stratigrafisk åldersbestämning.

Beträffande åter de lamellärt koncentriskt byggda, knölformiga, större konkretionerna (fig. 8), hos vilka ingen otvivelaktig organisk struktur låter sig påvisas, kunna de i sakens nuvarande läge ej ens med säkerhet påstås vara av organiskt ursprung. I utlandet liksom också från några ställen i Fennoskandia äro analoga strukturyper påträffade i flera geologiska formationer allt ifrån yngre prekambrium till upp i trias och ha beskrivits under skilda namn och ofta också såsom skilda arter. Huru mycket av dessa under kollektivnamnet »stromatoliter» beskrivna strukturbildningar är av organisk och huru mycket är av oorganisk natur, är ännu omöjligt att säga. Av intresse för föreliggande frågor är dock, att de i stor utsträckning förekomma i Finnmarkens sandstens-

formation (9), vilken med i mångt och mycket likartad sammansättning och tektonik som sparagmitformationen i norr intager fjällkedjans därvarande östra randzon.

Det torde knappt kunna förnekas, att det av WIMAN vid Gitsån funna, synnerligen intressanta Psilophytonförande blocket med ganska stor sannolikhet kan antagas härstamma ur sparagmitformationen. Huruvida det just härleder sig från Kalvbergets kalkhorisont synes mig däremot mer tvivelaktigt, fast givetvis ej i och för sig orimligt. Av de av WIMAN såsom n:r 2 och 5 anförda indicierna för en sådan härkomst (22, sid. 7) är det förra mindervärdigt, eftersom blocket enligt uppgift hittades i en hopförd stensamling (21, sid. 856) och alltså sannolikt ej befann sig i sin primära blockassociation. Den under punkt 5 återopade kemiska sammansättningen synes mig med hänsyn till relationen mellan kalcium och magnesium ej heller inbjuda till några slutsatser i nämnda riktning.

Däremot torde man böra räkna med befintligheten av lokala, i den jordtäckta terrängen dolda dolomit- och kalkstensbankar. Så synes mig förhållandet vara t. ex. med den starka blockanhopningen av dolomitisk kalksten på Råberget, enär sådana block, efter vad jag haft tillfälle att undersöka, långt ifrån äro vanliga där emellan och Kalvberget, vilket senare därför näppeligen torde vara deras moderklyft.

#### Om den kaledoniska tektoniken och den kaledoniska bergartsmetamorfosen.

Till de tektoniska drag som varit nödvändiga att beröra vid diskussionen om områdets stratigrafi m. m., skall här nedan läggas en mer sammanfattande översikt.

Liksom i allmänhet annorstädes invid bergskedjans östra rand har veckningsprocessen visserligen regionalt deformerat den subkambriska landytan till höjdläget och givit den dess deciderade lutning mot väster och nordväst men däremot ej förmått att annat än mer undantagsvis metamorfiskt ombilda de däri ingående bergarterna. I den c:a 50 km. västligare liggande urbergsantiklinalen är detta däremot i så hög grad fallet (se sid. 652), att dess topografi över stora områden antagit Ramankaraktär. Denna Schuppenstruktur betingas av kraftiga, ofta många tiotal m. mäktiga förskiffringszoner, i vilka de porfyrstruerade bergarterna övergått till ögongnejser, andra däremot nedkrossats till rena myloniter. Längs dessa glidzoner ha de mellanliggande, kaledoniskt mindre påverkade blocken eller plattorna taktegelformigt skjutits upp på varandra (fig. 9 A).

Särskilt antiklinalens randområden äro i dessa avseenden var för sig upplysande. Mot den västra randzonen och särskilt i de trakter i sydväst, där seveskiffrarna direkt pålagra urbergsytan, bli dessa kataklaszonor allt tätare och kraftigare för att slutligen helt och hållet omforma berggrunden. Ett instruktivt exempel

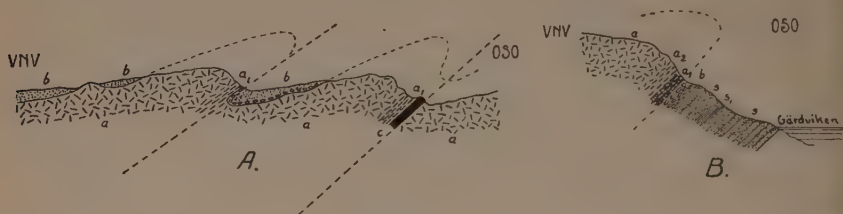


Fig. 9.

- A. Schematisk profil visande den allmänna tektoniken inom urbergsantiklinalens södra del kring Ströms Vattudal.  
*a* urberg, delvis förskiffrat ( $a_1$ ),  
*b* silurens basalbildningar,  
*c* kaledonisk basisk intrusion.
- B. Profil från Strömsbergets östsida, Lidsjöberg, typisk för urbergsantiklinalens östrand fram till Lidsjöberg i norr. (Profilens längd ca 800 m.)  
*a* urberg med ofta bibehållen subsparagmitisk vittringszon ( $a_1$ ), mot basen dock oftast starkt förskiffrat ( $a_2$ ),  
*b* silurens basalkonglomerat med bollar bl. a. av angränsande granit,  
*s* bankad och skifferblandad ljus och mörk kvartsit, stundom blåkvartsartad eller sparagmitisk, växellagrande med varandra samt med röd och grön skiffer ( $s_1$ ).  
 — Omedelbart Ö. om profilen vidtager typisk Holmsjöfacies.

erbjuder landsvägsprofilen mellan Torsfjärden och Bågede i Ströms Vattudal. I sådana fall kunna betydande svårigheter möta att uppdraga en gräns mellan seveskiffrarna och urbergsantiklinalens mylonitiserade västrand.

Mot östranden blir den egentliga Schuppenstrukturen tydligare och mer påtaglig genom närvaron av de förut sid. 635 omtalade denudationsresterna efter sparagmitformationen, som här ofta ligga inklämda under de mot öster framskjutna urbergsplattorna och på så sätt kommit att bevaras (fig. 9 A). Särskilt omedelbart invid östranden blir denna tektonik över så långa sträckor rådande, att den blir en verkligt regional företeelse, som utan avbrott låter sig följas från trakterna S om Ströms Vattudal upp till Lidsjöberg och Gårdsjön, därifrån den i strykningsriktningen äger sin direkta fortsättning i sparagmitfältets över Holmsjöfacies i form av en inversion framskjutna östra rand (se sid. 641), som i sin tur kan följas fram till kartgränsen i norr. Däremot kunna längs fortsättningen av urbergsantiklinalens östra gränslinje norrut från Lidsjöberg blott mer undantagsvis och i helt liten skala, såsom

t. ex. V om Fånsjön, likartade företeelser iakttagas. Synbarligen intaga dessa en tektoniskt högre nivå.

I den kring Ströms Vattudal, t. ex. i Ögelhättan-Rönnhögen och Strömsberget, framstrykande branten ligger på nu anført sätt urberget längs hela sin östfront tydligt frampressat över den petrografiskt ganska komplexa sedimentserie, som här tydligen utgör de antiklinalt uppveckade basaldelarna av Holmsjöfacies (fig. 9 B.) Dessa, som här i öster och sydost tydligt stupa in under graniten, kunna t. ex. i Strömberget med gradvis stigande höjd-läge följas runt berget upp på ryggsidan, där de med utåt fallande stupning normalt överlagra samma granit. Anmärkningsvärt är för övrigt, att såväl basalkonglomerat — ofta med stora, väl rundade granitbollar — som också underliggande fossila vittringszon är fullt bevarat även i granitskollans liggande (fig. 9 B). Några stora belopp kunna f. n. ej direkt utläsas ur dessa urbergets överskjutningar. Storleksordningen blir emellertid en annan, om hänsyn samtidigt tages till fortsättningen norrut av samma tektoniska zon, såsom denna i mindre denuderat tillstånd framträder i sparagmitfältets östrand uppåt Norrsjö och Malgomaj (se sid. 661).

Denna östra frontala övervecknings- och överskjutningstektonik synes vara ett normalt drag för urbergsantiklinalen, där denna i tillräcklig grad framdenuderats. I full utsträckning möter nämligen denna struktur åter i det höga antiklinalpartiet kring Bångnäs och Gitsfjället. Redan betraktad från Bångnäs i norr ter sig Mammackas mäktiga urbergsmassa med sina flackt västliga men brant östliga sidor såsom frampressad över den vid östra foten anstående, flackt in under fjället fallande sparagmitformationen. På nyss från Strömberget angivet sätt visar sig i sydväst samma formation med en tydlig primär vittrings- och sedimentationskontakt pålagra urbergsblockets ryggparti.<sup>1</sup> Samma tektonik, karakteriserad av normal lagerföljd i väster men inverterad i öster, återkommer ehuru i mindre skala i dalsidan N om Bångnäsgrårdarna (fig. 10). Liksom annorstädes är urbergsplattan i denna trakt starkt mylonitiserad ned emot det c:a 40° NV stupande basala överskjutningsplanet.

I analogi med det centrala Jämtland kan det förefalla rätt antagligt, att den subsparagmitiska avlagringsytans primärt brutna topografi mången gång diponerat för uppkomsten av denna urbergets övervecknings- och överskjutningstektonik.

<sup>1</sup> På grund av de senare differentialrörelserna längs gränsytan mellan de båda formationerna kunna dock dessa primära sedimentationskontakter mångenstädes te sig rätt orediga.

Urbergsantiklinalens förskiffrings- och dislokationszoner stupa så gott som utan undantag mot väster och nordväst, brantare i öster men mot väster småningom allt flackare. Slutsatsen synes alltså bli, att antiklinalen är ensidigt tryckpåverkad och förskiffrad, samt att motsvarande massförskjutningar i huvudsak varit riktade mot öster och sydost. Erfarenheten har även visat, att i antiklinalens samtliga delar dessa förskiffrings- och förskjutningszoner ej sällan åtföljas av konformt injicerade, vanligen starkt metamorfa grönstensgångar. Undantagsvis äga de ännu reliкта ofitiska strukturer och kunna då t. o. m. genom apofyser visa sig



Förf. foto. 1918.

Fig. 10. Överskjutningstektonik längs antiklinalens ostrand strax ovan Bångnäs. Urberget (*u*) överlagrar abnormt sparagmitformationen (*sp*) i SO (till höger), men underlagrar den normalt i NV (till vänster).

tydligt överskärande och innesluta brottstycken av den betydligt mer kaledoniskt pressade sidostenen. De äro på dessa grunder tydligen att uppfatta som kaledoniska intrusioner, markerande periferiskt belägna eruptionskanaler för de nedan omtalade grönstens- och amfibolitinjektionerna i ovanliggande sparagmit- och seveskifferkomplex.

Att de kaledoniska rubbningarna och deformationerna i stort sett taga sig samma uttryck i sparagmitformationen och förläna densamma en utpräglad Schuppenstruktur är förut framhållet (sid. 638). Mot öster ligga även här förskiffrings- och förskjutningszonerna i allmänhet mer spridda och äga också brantare stupning. De större av dem uppträda vanligen i bergens bas såsom ett uttryck för

Schuppentektoniken (fig. 4 A). Mot väster inträder småningom starkare tryckintensitet jämte flackare fall och i allmänhet en gradvis övergång till seveskifferterrängens struktur och Ramantopografi. Det kan därför mången gång i starkare metamorfa, flackt liggande zoner, såsom t. ex. i Kalvberget, vara förenat med stora svårigheter att avgöra, om gränsen till seveskifferzonen överskridits eller ej. Föga tryckpåverkade bankkomplex förekomma likväl emellanåt ännu långt västerut, liksom också osedvanligt starka störnings- och förskiffringszoner kunna uppträda i öster, huvudsakligen likväl då bundna till inversionszonen längs östranden, där NO om Risbäck och i all synnerhet på ömse sidor Malgomaj en hård, flintlik grågrön och bandad sparagmitmylonit befunnits överlagra Holmsjöfacies.<sup>1</sup>

#### Om relationen mellan sparagmitformationen och seveskifferarna.

Ehuru denna uppsats är avsedd att begränsas till sparagmitzonen, av TÖRNEBOHM förd till sevegruppens klastiska facies, återstår likväl att i korthet diskutera dess förhållande till den omedelbart i väster vidtagande kristallina sevegruppen eller seveskifferarna, detta främst ur synpunkten, att en fullständig överblick av de till urbergsantiklinalen anslutna sparagmitiska avlagringarna i annat fall ej kan erhållas.

Liksom annorstädes längs fjällkedjans östra sida markeras gränsen mellan seveskifferarna och den underliggande klastiska zonen i öster i allmänhet av begynnande grönstensintrusioner och dithörande metamorfa derivat.<sup>2</sup> Denna gräns brukar vara ytterligare framhövd av exceptionellt starka tektoniska störningar av kataklastisk natur och senkaledonisk ålder, alltså tydligt yngre än seveskifferarnas kristallina metamorfos. Än kan denna kataklastiska dislokationszon vara fullt distinkt och väl begränsad, såsom t. ex. vid nedre ändan av Sjoungdsjön, andra gånger åter ha dessa senkaledoniska rörelser uppdelats i en otalig massa smärre glidplan inom en mäktigare horisont, i vilket fall en bestämd formationsgräns kan vara svår att uppdraga.

Här inställer sig frågan om härkomsten och den primära naturen av dessa närmast västerut vidtagande sedimentära seveskifferar. Såsom jag redan förut i korthet framhållit (4, sid. 173), och såsom angivits på här bifogade karta, råder intet tvivel om att de i stor utsträckning äro sparagmitderivat, vanligen av lerrika eller gråvackeartade typer, men även, ehuru mer sällan, av saliska,

<sup>1</sup> Angående Holmsjöfacies sammansättning härstädes se anm. sid. 631.

<sup>2</sup> Angående några undantag härifrån, se sid. 655 o. f.

motsvarande alltså de mörka, respektive de röda sparagmiterna strax i öster. De från de centralskandinaviska sparagmitterrängerna vunna erfarenheterna om sparagmiternas resistens mot fullständig metamorfisk omvandling samt om de kristallina sparagmitderivatens säregna och konstanta fältkaraktärer ifråga om banknings- och bandningsstrukturer, färg, vittrings- och avsöndringsegenskaper o. s. v. ha här bekräftats. De habituella skillnaderna mellan sådana kristallina sparagmitderivat och mer rena fyllitderivat äro i regeln — åtminstone beträffande de i fjällkedjan allmännast representerade metamorfiska stadierna — så framträdande, att de knappast böra kunna förbises. Längs denna östra seveskifferzon förekomma likvisst även mer vacklande typer, liksom sådana också kunna uppträda som övergångsled mellan äkta lersediment och mörka sparagmiter i motsvarande klastiska sedimentserie.

I de av mig personligen besökta amfibolitgenomsatta seveskifferterrängerna i öster ha dessa fältiakttagelser över sparagmitderivatens närvaro kontrollerats och bekräftats genom mikroskopisk granskning. Medan metamorfosen i den klastiska sparagmitzonen med några nedan närmare berörda undantag ej når över klorit-sericitnybildning och kataklasstadiet, karakteriseras sparagmitskiffrarna eller sparagmitgnejserna V om deras formationsgräns av nybildad biotit, epidotmineral samt ej sällan av granat. I båda fallen är emellertid mikroklin den rådande fältspaten. Relikt-klastiska mikrostrukturer äro vanliga (fig. 11), mången gång överraskande tydliga ända upp i granatstadiet.

Ej sällan, såsom i strandhällarna vid och Ö om Saxnäs vid Kultsjön, kring Näsjön o. s. v., kan såväl i fält som i slipprov en petrografisk kontinuität beträffande såväl primärsammansättning som metamorfos steg för steg följas mellan den lindrigt metamorfa klastiska seven i öster och angränsande delar av den kristallina. Från sericit-kloritstadiet går därvid mineralnybildningen över epidot till biotit och slutligen granat. Blott i närheten av de basiska intrusionerna har jag därjämte iakttagit amfibol och pyroxen.

De nu diskuterade förhållandena avse derivat härrörande ur mörka, primärt lerbärande sparagmiter. Såsom mestadels derivat ur sannolikt röda, saliska sådana betraktar jag däremot vissa sura, kvarts-fältspatrika, ljusare sparagmitgnejser och sparagmitskiffrar, som i vissa trakter iakttagits. Reliktstrukturer äro hos dessa i allmänhet mindre tydliga. Kvartsitiska, stundom blåkvartsartade bankar ha också observerats i denna metamorfa serie.

Att emellertid de ur sparagmiter deriverande seveskiffrarna ej få betraktas som en endast till den östra randzonen strängt be-

gränsad facies synes framgå av en samling slipprov från västligare trakter, som prof. QUENSEL helt nyligen beredvilligt ställt till mitt förfogande, och bland vilka ett ej ringa antal utgöres av typiska sparagmitderivat. Samma slutsats måste också dragas av åtskilliga vid samma tillfälle demonstrerade stuffer, vilka enligt prof. QUENSELS då lämnade meddelande redan vid fältarbetena utskilts såsom en särskild grupp, vars geologiska ställning likväl ännu ej närmare diskuterats.



S. Rosén foto.

Fig. 11. Biotit-epidotförande sparagmitgnejs tillhörande seveskiffrarna vid Saxnäs, Kultsjön. — Först ca 25 ggr. + Nic.

Av de till mig lämnade lokalupplysningarna om dessa stuffer och slipprov, jämförda med mina egna iakttagelser något längre i öster, synes framgå, att dessa sparagmitderivat avtaga i frekvens mot väster. I stort sett ansluta de sig geografiskt väl till den angränsande klastiska sevekomplexen och omgärda tillsammans med denna den centrala urbergsantiklinalen. Med hänsyn till seve- och köliskiffrarnas ursprungliga sammansättning synes alltså framgå, att de med tilltagande avstånd från den centrala antiklinalen antaga mer normalsilurisk och finklastisk karaktär, som blir fullt utpräglad hos köliskiffrarna i väster.

Från den ovan angivna regeln om sambandet mellan metamorfograd och grönstensintrusioner, liksom beträffande den ovan an-

givna fördelningen mellan klastisk och kristallinisk seveförekomma verkliga eller skenbara undantag, av vilka några torde kunna påräkna intresse.

Vid Lövberg vid St. Dabbsjöns norra sida skjuter en liten tunga av typiska, amfibolitgenomvävda seveskiffer ett litet stycke åt sydost in över den underliggande klastiska sevekomplexen. I de branta 611- och 655 m-bergen strax i nordväst är detta underlag framdenuderat. Finkornig, rödlätt och vit sparagmitisk kvartsit växelagrande med blåkvarts och mörk, grov skiffer, allt av den klastiska sevegruppens typiska habitus och sannolikt tillhörande dess undre röda etage, bilda här omedelbart under seveskifferarnas bas ett brant mot SSO något överstjälpit större veck, i vars centrum är injicerad en rätt mäktig ehuru föga pressad men däremot starkt dekomponerad diabasporfyr, mot sidostenen finkornig eller nästan tät. Dess ålder är otvivelaktigt kaledonisk, ty samma porfyr men i detta fall starkt kristallisationsskiffrig, genomväver traktens seveskiffer. Tektoniskt betecknar nämnda veck säkerligen en antiklinalt byggd dislokations- och intrusionszon, som här liksom mångenstädes annars sammanhänger med seveskifferbildningen (5), ehuru temperatur och stress uppenbarligen ej varit tillräckliga för ombildning av de ytterst motståndskraftiga och mäktiga kvartsitiska bergartsbankarna. — På ett annat ställe, vid älven SO om Sjougsjöns nedre ända, och alltså blott några hundra m. utanför den egentliga amfibolitgenomvävda seveskifferfronten, förekommer en mindre grönstensintrusion, i detta fall en tunn amfibolitbank, längs en kaledonisk, mer än vanligt kraftig tryck- och förskiffringszon i den typiska sparagmiten, utan att dock metamorfosen förmått fortskrida till egentlig seveskifferbildning.

Kring övre ändan av Malgomaj är kataklas och tryckförskiffring mer än vanligt framträdande. Förutom vanliga bergartstyper ingå här i kvartsit-sparagmitkomplexen finkorniga sparagmiter, starkt grönfärgade, huvudsakligen av klorit. På ön utanför top. kartans Stalonäs anstå vackert primärsiktade, mer än vanligt finkorniga, lerrika sparagmitderivat, delvis sannolikt fyllitderivat, som längs lager- och förskiffringsplan genomdragas av bankar och band av en till biotit-epidotskiffer omvandlad grönsten. Snett överskärande gånger av denna förekomma, ehuru sällsynt. I det hela är likheten med de för seveskifferarna karakteristiska uppflykningsfenomenen och bandningen slående.

Under det att metamorfosen i sparagmitfältet annorstädes kännetecknas av klorit-sericitnybildning, kommer den vid Malgomajs

övre ända upp i epidotstadiet. På själva ön kring där förekommande grönstensintrusioner stegras den ytterligare under bildning av kristalliniska biotit-epidotförande skiffrar, med lokalt likväl ännu bibehållna reliktklastiska mikrostrukturer. Emot själva grönstenskontaktarna tillkommer därjämte ej sällan något kloritiserad amfibol.

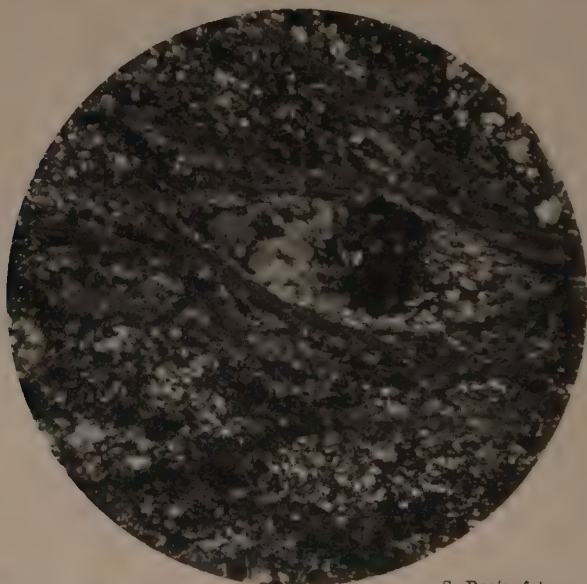
Undersökningen av samtliga hållar på ön liksom i omgivningen har givit till resultat, att här ej kan bli tal om någon eventuell erosionsrest av ett fordom från väster hit framskjutande täcke av seveskiffrar. Fastmer visar det oupplösliga fältgeologiska förbandet med omgivande bergartsserie, att öns bergarter utgöra blott ett led i traktens klastiska sparagmitformation. Förklaringen torde kunna sökas i att på grund av de mer finklastiska och därför mindre motståndskraftiga sedimentens närvaro har det tangentiella trycket här kunnat utlösa en lokal dislokations- och intrusionszon, som med branta stupningar stryker ungefär i NO—SV och bildar en mot SO överstjälpt antiklinal med de för dylika ofta växlande och oregelbundna stupningarna (5). Regional- och injektionsmetamorfosen har här alltså varit tillräcklig för att inom ett mindre område överföra sedimenten till kristallinisk sevefacies, i vilken också en tydlig tendens till den nedan beskrivna ådergnejsbildningen lokalt kan påvisas.

Det andra, i detta sammanhang anmärkningsvärda regionalmetamorfa området är trakten kring St. Stalonberget.<sup>1</sup> Mot det vanliga förhållandet annorstädes i sparagmitfältet avtager regionalmetamorfosen ned emot bergets bas, alltså nedåt Malgomaj. Stupningarna, som, ehuru något växlande till storlek och riktning, i huvudsak äro mot N, NNO och NNV, bli brantare uppåt bergets högre delar och angiva en frampressning och massförskjutning mot söder.

Ehuru något direkt hinder för närvarande ej synes möta att även i detta fall antaga en antiklinalt byggd dislokationszon, äro iakttagelserna ännu alltför ofullständiga för att medgiva en säker uppfattning om områdets tektonik. Klart är i varje fall, att här föreligger en kraftig dislokationszon, ehuru, så vitt hittills är känt, ej åtföljd av varken sura eller basiska intrusioner. Däremot inträder mot komplexets övre del en gradvis stegrad ådergnejsbildning, varvid framkomma småveckat krusiga, sliriga och vresiga ögongnejser och åderbergarter, till allmän habitus och bildningssätt fullt analoga med motsvarande bergarter inom de södra fjälltrakterna (5, sid. 70).

<sup>1</sup> Såsom kartan utvisar, har rekognosceringen ännu blott helt periferiskt berört detta område, vilket till sin utsträckning är alldeles okänt.

Den regionalmetamorfa bergarten har med all tydlighet primärt varit en lerig, finkornig, mörk sparagmit, såväl i fält som i slipprof ännu lätt igenkänlig, ofta med allttjämt bibehållna primärstrukturer. Först sedan klorit-epidotstadiet överskridits något ovanför bergets bas, och biotitbildning, allttjämt tillsammans med epidotmineral, börjat inträda, infinna sig — enligt vad den mikroskopiska granskningen ådagalagt — linsartade ögon och ådror av röda- vita kvarts- fältspataggregat längs förskiffringsplanen.



S. Rosén foto.

Fig. 12. Mörk, finkornig sparagmitskiffer med ögonformade kvarts-fältspatsekretioner svanslikt utdragna åt sidorna om en centralt liggande mikroklinindivid. — Foten av St. Stalonberget. Först. ca 30 ggr. + Nic.

Dessa sekretioner bestå i sitt första stadium uteslutande av kvarts,<sup>1</sup> bildande granulerade aggregat av sinuöst begränsade, kataklastiska korn, som gärna omgiva en större enhetlig eller blott delvis krossad kvartsindivid, men låta sig knappt skarpt avgränsas från den omgivande bergartsmassan. Först något senare bli sekretionerna även mikroklinförande, ej sällan linsformigt omgivande en central större mikroklinindivid, och framkalla då typisk ögonstruktur (fig. 12). Mikroklinhalten kan uppgå till väl hälften, däremot är plagioklas ännu ej med säkerhet påvisad i sekretionerna, ehuru sådan ofta i rätt avsevärd mängd ingår såsom primär

<sup>1</sup> Ibland kunna dessa rena kvartsaggregat vara svagt rödfärgade och kunna då i fält förväxlas med mikroklinförande sådana.

beståndsdel i moderbergarten. Liksom omgivande bergarts massa kännetecknas sekretionerna av kombinerad kataklas- och kristallisationsskiffrighet.

Sekretionerna beteckna tydligtvis tryckzoner, som högre upp i bergsidorna med tilltagande regionalmetamorfos småningom övergå från lins- eller ögonhabitus till långsträckta, stundom förgrenade sliror och band. Att dessa sura aggregat äro att uppfatta som verkliga sekretionära utsöndringar av metamorf natur, framgår av den jämsides skeende anrikningen av mörka mineral, mestadels biotit, invid kvarts-fältspataggregatens rand. Denna regionalmetamorfa separeringsprocess i basiska och sura sliror fortskrider, tills en verklig ådergnejs uppkommit, som likväl ibland allttjämt bibehåller vissa reliktklastiska drag.

Kvarts-fältspatsekretionerna tillhöra alltså den kaledoniska metamorfosens biotitgnejsstadium, äro tydligt granulerade och följa förskiffringsplanen som subparallella körtlar och band. De i det södra sparagmitområdet med sådana sekretioner nära förbundna överskärande granit- aplit- pegmatitgångarna (5 sid. 70) har jag däremot ej återfunnit i Stalonberget. I dessa, som alltså mer likna intrusioner, är granulering och tryckpåverkan mindre märkbar, varförutom de ock genom hela sitt uppträdande angiva sig såsom något yngre än de ovan berörda förskiffringssekretionerna.

Den här förelagda kartbilden (pl. LXIX) flyttar den hittillsvarande översiktskartans (17, 19) östra gräns för det egentliga seveskifferområdet ett gott stycke västerut. Vad som där av TÖRNEBOHM uppfattades såsom överskjutet urberg, markerande den östra glintranden, synes huvudsakligen varit ådergnejserna och andra starkt metamorfa sparagmitiska bergarter kring Malgomajs övre ända, möjligen också det lilla frammenaderade prekambriskas antiklinalpartiet vid Risbäck samt vissa mer än vanligt starkt förskiffrade sparagmitzoner norr och väster därom.

I en föregående avhandling (5, sid. 172) har jag framhävt sakförhållanden, som enligt min mening angiva, att någon principiell tektonisk skillnad knappast existerar mellan det centraljämtska åreskifferområdet och de angränsande delarna av silurterrängen. Den tektoniska och därmed också den metamorfa skillnaden är snarast blott en gradskillnad.

Samma betraktelsesätt synes enligt ovan lämnade framställning också tillämpligt på det nordjämtska-sydlappska området. Såväl

inom urbergsantiklinalen och den klastiska seveterrängen, som väl också inom det kristallina severskifferområdet domineras den tektoniska strukturen av dislokationszoner, överveckningar och över-skjutningar. När dessa störningar längre i väster nått tillräcklig intensitet, övergå dislokationszonerna samtidigt till intrusionszoner med åtföljande starkare metamorfisk ombildning av sedimentbergarterna till seveskiffrar. Att på denna grund, såsom också de ovan anförda exemplen giva vid handen, den klastiska och kristallina seven ej alltid kunna inrangeras i mot varandra skarpt avgränsade utbredningsområden blir a priori sannolikt.

En egendomlighet är, att medan de centraljämtska åreskiffrarnas front abrupt reser sig över de nedanför liggande klastiska, mjuka silurbergarterna, är förhållandet omvänt i här behandlade område. Bergartskomplexen på ömse sidor gränslinjen äro visserligen till sitt ursprung även här ekvivalenta, men hårdheten hos den mindre metamorfa facies är i detta fall i stort sett större, var-till också komma mer framträdande avsöndringsformer (se sid. 633). Seveskiffrarnas utgående gör sig av dessa skäl ej skarpt topografiskt märkbart utan intager ett relativt flackland i förhållande till den brutna kvartsit-sparagmitterrängen något längre i öster.

Severskiffrarnas pålagring direkt på urbergsantiklinalen i sydväst mellan Sjougsjön och södra kartgränsen är med ovan anförda betraktelsesätt att förklara i likhet med de analoga tektoniska förhållandena t. ex. längs Mullfjällsantiklinalens västra sida S om Dufed. De tektoniska störningarna med åtföljande intrusioner ha med tillräcklig intensitet gripit ända ned i sedimentkomplexens bas och i sin helhet överfört den till seveskiffrar. Min personliga kännedom om dessa seveskiffrar i sydväst är emellertid alltför fragmentarisk för att därpå bygga någon allmän uppfattning om deras ursprung och primära karaktär.

Huruvida det framgår en antiklinalt byggd dislokations- och intrusionszon längs den övriga delen av seveskiffrarnas östra rand, i likhet med centraljämtska förhållanden (5), är ej utrett. Stratigrafiskt identifierbara nivåer måste här på grund av sparagmitfältets primärt monotona sammansättning över huvud vara svåra att påvisa. Derivat av sannolikt röda sparagmiter, och i så fall tillhörande basaletagen, ha likväl påvisats på några ställen, däremot till dato ej några uppveckade urbergsplattor. Om sådana eventuellt saknas vore emellertid på intet vis överraskande, med hänsyn till att de av naturliga skäl mestadels träda i dagen blott i omedelbar närhet av det autochtona urbergsunderlaget (5, sid. 160) eller m. a. o. inom områden, där denudationen varit mer djupgående än i här vidkom-

mande trakter. Schuppenstrukturen i de redan blottlagda delarna av urbergsantiklinalen vittnar dock om, att dylika inveckningar ägt rum, om också ej av större horisontella mått, liksom den också angiver, var rötterna till sådana inskjutna urbergsskollor äro att finna (5, sid. 161). Att å andra sidan söka förklara vissa av de antiklinalt uppveckade och något österut frampressade urbergspartierna, t. ex. området kring Gitsfjället och Bångnäs, som kaledoniska intrusioner visar sig efter en undersökning i fältet snart omöjligt.

Det är vidare tydligt, att de kaledoniska rörelserna betyda en massförskjutning österut av de i seveskiffrarnas östra randzon liggande sparagmitderivaten. De sparagmitiska bergartstyperna ha alltså primärt sträckt sig längre västerut från urbergsantiklinalen, än vad som framgår av deras nuvarande utbredning. Deras påtagliga frändskap och nära samband med den klastiska seven närmast i öster liksom ock det genetiska sambandet med urbergsantiklinalen synes dock utesluta, att dessa kaledoniska förskjutningar kunnat vara av förut antagna gigantiska proportioner.

Inom den klastiska seven, och särskilt längs den östra över-skjutningsranden mot Holmsjöfacies, synas vissa minimivärden på massförskjutningarnas storlek kunna beräknas. Öster om Sjougnäs erhålles c:a 3—4 km., och avsevärt mer kan det här knappast varit. Förhållandena kring Malgomajs övre ända äro tyvärr i detta avseende mindre klara. Att den på dalbottnens Holmsjöfacies mellan Vuollellite och Malgomaj vilande kvartsit-sparagmitskollan ej utan vidare får antagas sträcka sig som ett enhetligt komplex åt sydost nedåt Malgomaj ända fram till västra gränsen för Holmsjöfacies därstädes (vid Löfnäs), synes mig tydligt. De säregna tektoniska och petrografiska förhållandena kring Malgomajs övre ända (sid. 656 o. f.) torde snarare tyda på närvaron av åtminstone ytterligare en rotlinje inom den här framstrykande östligaste deformationsgraven i urberget.

#### Litteraturförteckning.

- 1 a. BACKLUND, H., Omvandlingstyper bland köligruppens bergarter och deras betydelse för tydandet av fjälltektoniken. — G. F. F. Bd 40. (1918).
- 1 b. — Om kemiska förändringar vid metamorfos. — G. F. F. Bd 41. (1919).

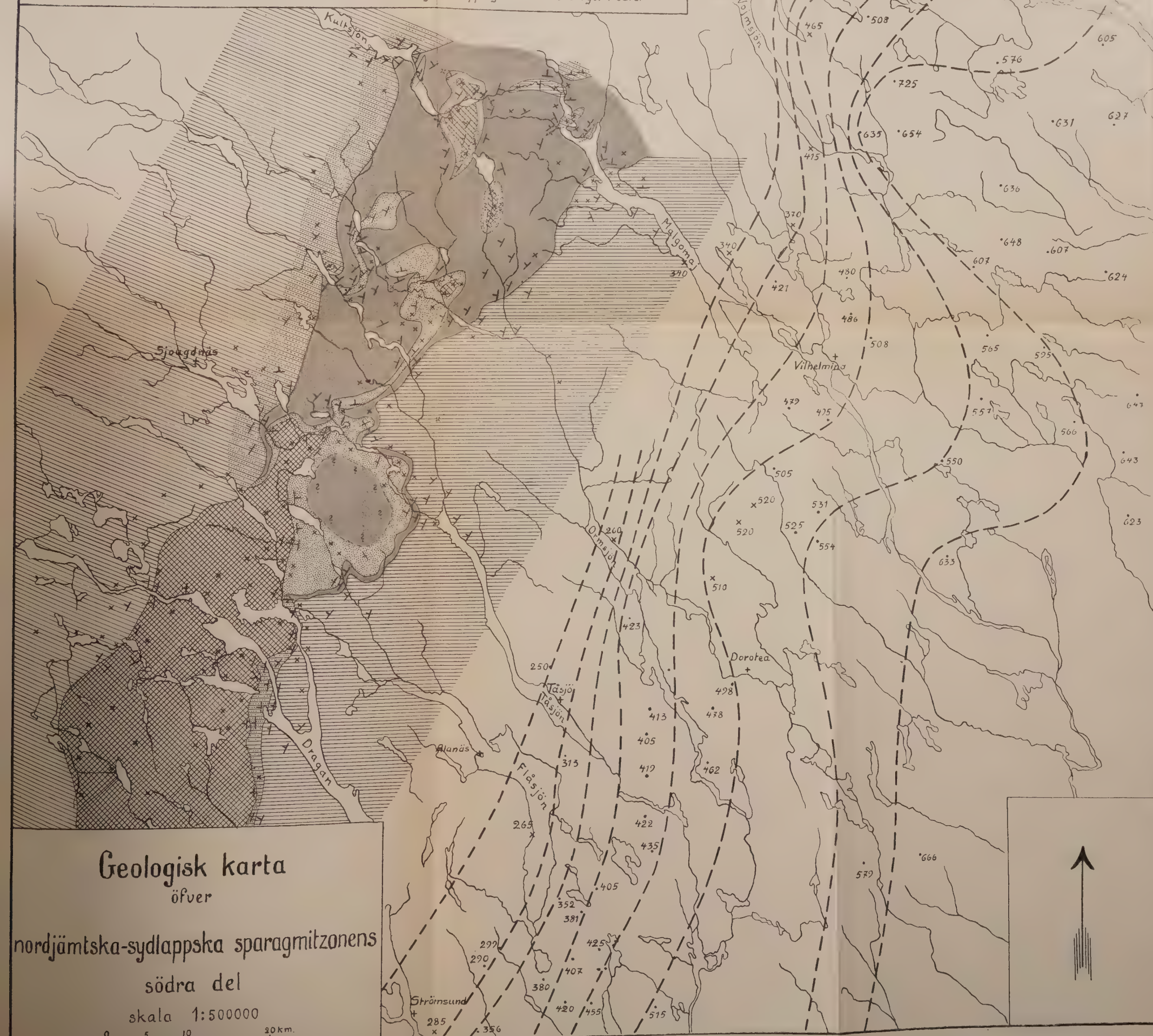
2. FRÖDIN, G., Some remarks on the sparagmites in Jämtland and on the highland-problem. Referat av föredrag. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XIV., sid. 263. (1917).
3. ——— Om de s. k. prekambiska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges sydliga fjälltrakter. — S. G. U. Ser. C. N:o 299. (1920).
4. ——— Om fjällproblemets nuvarande läge i Sverige. — G. F. F. Bd 43. (1921).
5. ——— Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XVIII. (1922).
6. GAVELIN, A., Om den geologiska byggnaden inom Ruotevare-området. Referat av föredrag. — G. F. F. Bd 37. (1915).
7. GOLDSCHMIDT, V. M., Konglomeraterna inden høifjeldskvartsen. — N. G. U. N:o 77. (1915).
8. HOLST, N. O., Om en mäktig kvartsit, yngre än Olenus-skiffern. G. F. F. Bd 11. (1889).
9. HOLTEDAHL, O., Bidrag til Finmarkens geologi. — N. G. U. N:o 84. (1918).
10. HÖGBOM, A. G., Om sparagmiterna vester om Ströms Vattudal. — G. F. F. Bd 20. (1898).
11. ———, Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — S. G. U. Ser. C. N:o 140. 2:dra uppl. (1920).
12. JONSSON, P. A. och GUMELIUS, F. H.:L, Några geologiska notiser från en vandring i trakten vester om Ströms Vattudal i Jemtland. — G. F. F. Bd 20. (1898).
13. LIDÉN, R., Kalkstensförekomster utefter inlandsbanan mellan Ströms Vattudal och Pite älf. — S. G. U. Ser. C. N:o 235. (1911).
14. LUNDBOHM, H., Berggrunden inom Vesternorrlands län. — S. G. U. Ser. C. N:o 177. (1899).
15. QUENSEL, P., Nya data till kännedomen om seve- och kölibergarternas kemiska karaktär. — G. F. F. Bd 41. (1919).
16. ROSÉN, S., Über einige neue Problematica in einem fossilführenden Kalkstein aus dem nordschwedischen Hochgebirge. — Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XVI. (1919).
17. SVERIGES GEOL. UNDERSÖKNING: Geologisk översiktskarta öfver Sveriges berggrund. — Ser. Ba. N:o 6. (1910).
18. TÖRNEBOHM, A. E., Om bergbyggnaden inom de sydligare svenska lappmarkerna. — G. F. F. Bd 4 (1879).
19. ———, Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schwedens. — Guides des excursions en Suède. XI Congrès géologique international 1910.
20. WIMAN, C., Dagböcker och rekognosceringskartor i Jämtland, Ångermanland och Vesterbottens lappmark 1898—1899.
21. ———, Ett Psilophyton-liknande fossil från Lappland. Ref. av föredrag. — G. F. F. Bd 40 (1918).
22. ———, Om fossilfynd i sparagmitformationen. — S. G. U. Ser. C. N:o 295. (1919).

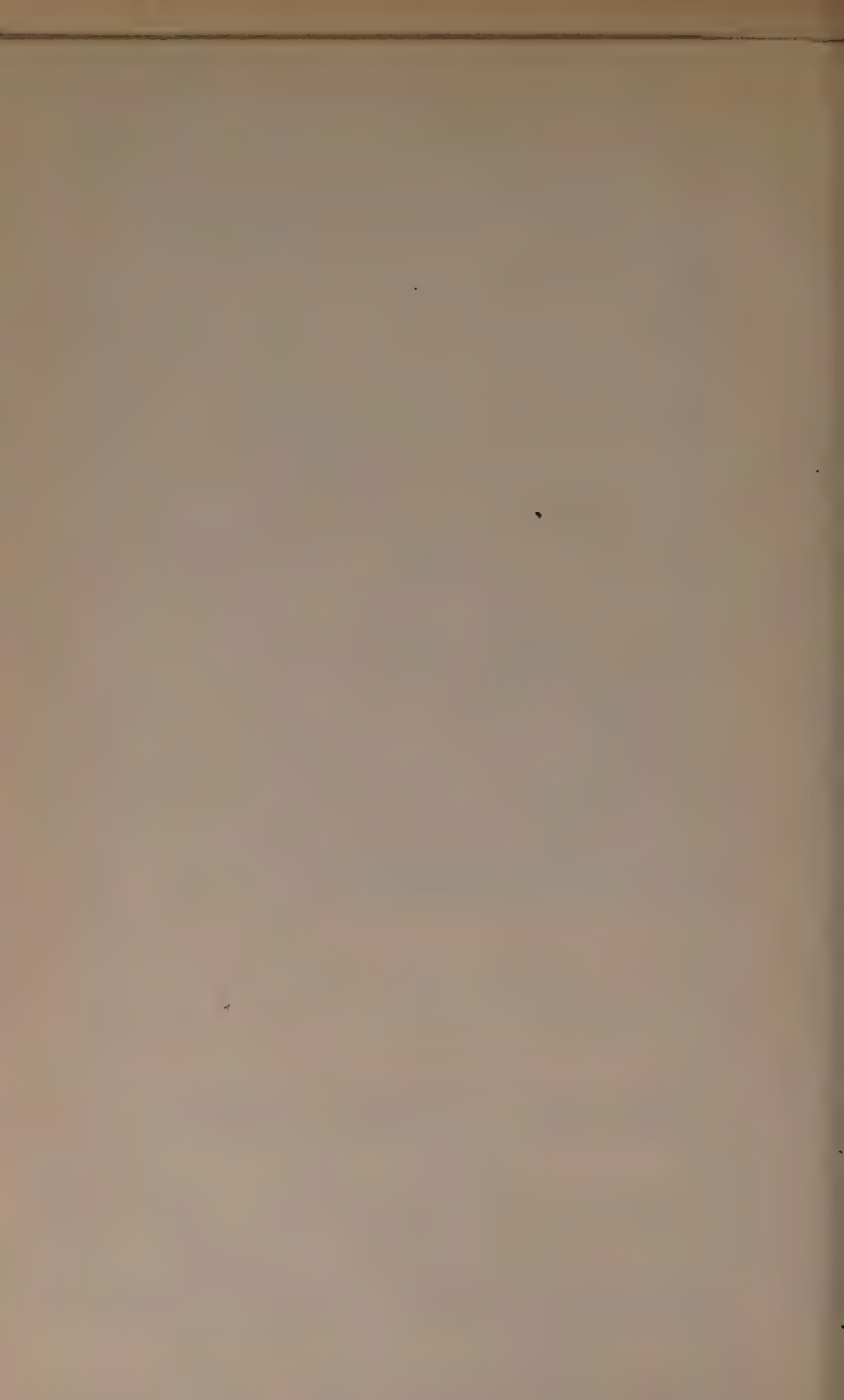
|                                                                                  |                                         |                                                                                   |                              |
|----------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|------------------------------|
|  | urbergsantiklinalens eruptivbergarter   |  | Föllinge-Holmsjö silurfacies |
|  | den röda sparagmitetagen                |  | seveskiffer i allmänhet      |
|  | " mörka " "                             |  | " , sparagmitderivat         |
|  | ljus basalkvartsit, ibland sparagmitisk |                                                                                   |                              |

} sparagmitzonen

x 300      höjdvärde på den subkambriska diskordansen

• 300      högsta topphöjder inom urberget i öster





## Notiser.

### Block av sevebergarter vid Kiruna.

Av

PER GEIJER.

I O. SJÖGRENS skildring av Kirunatraktens glacialgeologi<sup>1</sup> omnämnes på tal om fjärrblocken »ett och annat skifferblock, som torde tillhöra fjällkedjans bergarter». Vid rekognosceringar i denna trakt under åren 1905—1910 fick jag emellertid det intrycket, att ifrågavarande grupp av fjärrblock kvantitativt spelar en vida större roll, än det citerade uttrycket angiver, varav också synes följa, att hänsyn måste tagas till densamma vid diskussionen om isavsmältningens förlopp i trakten V om Kiruna. Då numera, genom QUENSELS arbeten vid Kebnekaise<sup>2</sup> och ALVAR HÖGBOMS i Kaitumdalen,<sup>3</sup> utbredningen av de viktigare bergartsgrupperna i fjällkedjan V och SV om Kiruna blivit närmare preciserad, kan de ifrågavarande blockens klyftområde fastställas inom vissa gränser. Jag har därför vid några under de senaste somrarna för andra ändamål företagna kortare besök i Kiruna även begagnat tillfället att komplettera mina tidigare iakttagelser över vissa särdeles karakteristiska typer av fjärrblock därstädes.

Till undvikande av varje misstag i bergarternas identifiering har endast en lätt igenkännlig grupp studerats, nämligen glimmerskiffriga och gnejsiga bergarter med fältspatögon. Huvudmassan av dessa block tillhör de såsom sedimentderivat tolkade porfyroblastskiffrarna i seven: bergarter med en finkornig, gråbrun till violettbrun grundmassa med små granater samt förande mer eller mindre talrika, rundade, 1—3 cm stora, vita till nästan glasklara porfyroblaster av fältspat. Detta är en enligt QUENSEL inom Kebnekaisetraktens seve mycket vanlig typ. I övrigt utgöres denna blockgrupp av ögongnejser, stundom granatförande, vilka likna den nyss anförda typen bl. a. däruti, att deras fältspatögon äro påfallande klara och föra inströdda små biotitfjäll, men skilja sig genom sin grövre och fältspatrikare grundmassa. Denna typ synes icke vara representerad i Kebnekaisetrakten, men är känd från andra seveområden (Borkafjällets eruptiva ögongnejs i Marsfjällskomplexen, enligt benäget meddelande av prof. QUENSEL). Dess intima samhörighet med seven är otvivelaktig.

Ett uttryck för de ifrågavarande blockens frekvens i Kirunatrakten erhålles av följande data. I ett antal moränskärningar, fördelade inom ett c:a 350 × 200 m stort område på kullen Jägmästaren i södra änden av

<sup>1</sup> Bidrag till Kirunaområdets glacialgeologi (i serien »Vetenskapl. o. prakt. undersökningar i Lappland, anordnade av Luossavaara-Kiirunavaara A. B.» Stockholm 1910).

<sup>2</sup> De kristallina sevebergarternas geologiska och petrografiska ställning inom Kebnekaiseområdet (G. F. F. 41: 19).

<sup>3</sup> En profil genom fjällen vid Kaitumälven (G. F. F. 43: 632).

Kiirunavaara, räknades omkring 60 hithörande block om över 5 cm största diameter (intill 70 cm). En mera grundlig granskning skulle säkert resultera i en avsevärt högre siffra. Tiden medgav icke någon mera omfattande stenräkning, men det är tydligt, att dessa block utgöra åtminstone omkring 1 procent av nyssnämnda grövre materiel, sannolikt t. o. m. mera. Av det anförda antalet block tillhöra närmare två tredjedelar den typ, som tydes såsom ett säkert sedimentderivat, medan övriga äro dels ögongnejser av sannolikt eruptivt ursprung och dels mellanformer, vilka icke på de enbart petrografiska grunder, som stå till buds vid blockstudier, kunna uppdelas på de båda huvudtyperna.

Seveblocken träffas stundom i moränens yta, men också på större djup. Tillsammans med dem finnas andra blocktyper, som sannolikt även de härstamma från fjällkedjan. Av redan anförda skäl har dock icke någon räkning av dessa försökts.

Frågan blir nu, från vilket skede av nedisningen denna betydande transport av fjällbergartsblock härstammar. Alla torde vara ense därom, att nedisningen tagit sin början i högfjällen, och att isdelaren sedan förskjutits österut, ut på det flackare urbergsområdet. Det synes också vara klart, att den senare, under avsmältningsskedet, åter förflyttat sig västerut. För trakten mellan Stor-Luledalen och Kvikjokk hava HAMBERG<sup>1</sup> och GAVELIN<sup>2</sup> uppvisat, att isdelaren till sist åter flyttats in i högfjällen. J. FRÖDIN<sup>3</sup> har dock kunnat konstatera, att den sista isresten i själva Stor-Luledalen haft ett relativt östligt läge (vid Jaurekaska), och att den existerat samtidigt med ett av de av HAMBERG funna isströmscentra i de på dalens södra sida belägna Sarekfjällen.

Beträffande området mellan Stor-Luledalen och Torne Träsk har man tidigare varit benägen att antaga, att den sista isdelaren haft ett östligt läge, inom urbergsområdet. Sålunda antager SJÖGREN,<sup>4</sup> att den legat strax V om Kiruna. TANNER<sup>5</sup> räknar med en tudelning av isen, motsvarande förhållandena längre söderut; den östligare ismassans sista isdelare anser han ha gått fram över Kalixdalen vid Laukkujärvi. ENQUIST däremot gör gällande,<sup>6</sup> att avsmältningsskedet N om Stor-Luledalen varit ett annat, i det att någon östlig ismassa aldrig skulle avskiltas: i stället skall isdelaren från sitt östliga läge småningom åter förskjutits in i högfjällen. Såsom stöd för denna åsikt anför ENQUIST bl. a., att räfflor från Ö saknas inom landet Ö om högfjällen, och likaså spår av isdämda sjöar saknas i de mindre dalarna mellan Torne Träsks och Stor-Lules stora dalfören.

Det gäller nu att undersöka, huruvida de anförda blockförekomsterna vid Kiruna kunna härstamma från det tidigare skede av nedisningen, då isdelaren ännu låg kvar inom fjällregionen. Om så ej är fallet, utgöra de ett bestämt bevis för isdelarens återvandring till detta läge under avsmältningsskedet.

<sup>1</sup> Om inlandsisens afsmältning i fjälltrakten mellan Stora och Lilla Lule älf (G. F. F. 31: 414).

<sup>2</sup> G. F. F. 31: 418.

<sup>3</sup> St. Lule älvs källområde (S.G.U., ser. C, n:o 257).

<sup>4</sup> Anf. arbete, samt Ymer, 1908, s. 25.

<sup>5</sup> Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. (Bull. comm. géol. Finl., n:o 38. Helsingfors 1915).

<sup>6</sup> Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. (S.G.U., ser. C, n:o 285. Stockholm 1918).

Sannolikhetsskäl tala mycket bestämt emot att tolka blocken ifråga såsom relikter från ett tidigt nedisningsskede. Visserligen har TANNER<sup>1</sup> påvisat både räfflor och blocktransporter från denna tid, och förf.<sup>2</sup> har från trakten SO om Kiruna kunnat lämna exempel på block, som synas hava legat praktiskt taget fullständigt orubbade, alltsedan de under samma skede avlastades av den i sydostlig riktning framskridande isen. Det rör sig dock endast om relativt enstaka fall, och ej om någon transport som kvantitativt kan jämföras med den, varom seveblocken vid Kiruna vittna. Dessa blocks frekvens motsvarar i själva verket alldeles vad man av erfarenheter om blockspridning har anledning att förvänta, därest morän-räcket i dess helhet, eller åtminstone dess övre delar, vore avlagrat av en landis, som 5 å 8 mil därifrån — detta är det avstånd man har att räkna med — överskridit sevebältet. Icke heller synes de ifrågavarande sevebergarternas utbredning i fjällkedjan och blockens frekvens — allmänna vid Kiruna, men alldeles frånvarande i Gällivaretrakten — kunna bringas i överensstämmelse med den isrörelse mot sydost, som utmärkt det äldsta skedet av nedisningen.

Man kommer sålunda till den slutsatsen, att blocktransporten ifråga härrör från den tid, då isdelaren från ett läge på urbergsområdet åter flyttat sig in på eller V om sevezonen. Med hänsyn därtill, att den allmänna räffelriktningen i trakten är från SV, torde det snarast vara i fjällen omkring Kaitumdalens översta del, som man har att söka klyftorten för dessa seveblock. Enligt A. HÖGBOM går sevezonen där över Livamtjäcko. I Kebnekaisefjällen är enligt QUENSEL sevens östgräns i Kebnetjäcko. Något V om dessa fjäll måste sålunda isdelaren ha legat, då isen ännu sträckte sig till Kiirunavaara. Givetvis bör man, med hänsyn till den tid, som åtgått för blocktransporten, räkna med att isranden, när detta isdelareläge först intogs, befann sig ytterligare ett stycke österut från nämnda punkt.

Tyvärr har jag icke haft tillfälle att studera seveblockens utbredning vidare mot Ö, utom såtillvida, att jag konstaterat deras förekomst i Kurra-vaarastigen mellan Luossavaara och Syvjäarvi. En sådan undersökning kan givetvis komma att resultera i ett ännu högre minimimått för isens utbredning åt detta väderstreck vid ifrågavarande isdelareläge. Vidare har jag träffat ett par sådana block i det annars huvudsakligen av lokalt material (urbergssyenit) bestående delta, som en från Nakerijärvihållet kommande smältvattenälv avsatt i det isdämda Torne Träsk (vid Torneträskstation).

Såsom sammanfattning kan anföras, att den rikliga förekomsten av block av fjällbergarter vid Kiruna visar, det isdelaren redan hunnit förflyttas västerut ända in i högfjällen, innan dess mot V avsmältande östra rand ännu passerat Kirunatrakten.

Sveriges Geologiska Undersökning, sept. 1922.

<sup>1</sup> Anf. arbete.

<sup>2</sup> Bidrag till frågan om blocktransportriktningarna inom Jukkasjärvi malmtrakt (S.G.U., ser. C, n:o 282. Stockholm 1917).

## Diskordant skiktning i leptit från Nautanenområdet.

Av

PER GEIJER.

I en för några år sedan publicerad skildring av Nautanenområdets berggrund<sup>1</sup> framhölls, hurusom den inom Gällivare och Jukkasjärvi malmtrakter vida utbredda leptitformationen därstädes även omfattade uppenbart sedimentogena bergartstyper, såsom kvartsiter av säkert klastiskt ursprung samt lerskifferderivat, vilka nu föreligga såsom andalusitförande glimmerskiffrar. Därjämte uppvisa de leptiter, som utgöra formationens huvudmassa, ganska allmänt en regelbunden skiktning. Det påpekades även, att formationen i sin helhet visar stora överensstämmelser med den suprakrustala formation i Österbotten, som beskrivits av MÄKINEN<sup>2</sup> och av honom betecknas såsom bottnisk. Bland de mera anmärkningsvärda dragen i denna österbottniska formation är förekomsten av konglomerat och typiskt diskordant skiktning. Några säkra motsvarigheter härtill träffades icke



Fig. 1. Block av leptit från Nautanenområdet, visande diskordant skiktning.

under rekognosceringen av Nautanenområdet. Under sistlidna sommar påträffade jag emellertid ett vackert exempel på diskordant skiktning i en från detta område härstammande leptit, vilket jag härmed önskar skildra till komplettering av den nyss citerade beskrivningen.

Fyndet är ett block i morän, intill den punkt, där vägen från Gällivare till Svappavaara o. s. v. går över Kutjasjoki, c:a 7 km NO om Nautanen. Blockets härkomst från Nautanentrakten framgår bl. a. av följande. Bergarten är identisk med en vid Nietsajoki (Ferrums) malmfält, c:a 6 km SSV om fyndorten, anstående skiktad leptit. Enligt blocktransporten i trakten kan blocket mycket väl ha kommit från just denna lokal. I närheten liggande block av skarnbreccia från Gällivare malmfält antyda dock sannolikheten av en något nordligare klyftort, i Nietsajokifältets strykriktning.

<sup>1</sup> PER GEIJER, Nautanenområdet (S.G.U., ser. C, n:o 283. Stockholm 1918.)

<sup>2</sup> Översikt av de prekambrisk bildningarna i mellersta Österbotten (Bull. comm. géol. Finl. n:o 47. Helsingfors 1916).

Såsom framgår av bifogade fig., föreligger ett alldeles otvetydigt fall av diskordant skiktning. Det kan här icke vara fråga om några veckförkastningar, som annars ibland kunna te sig som dylik skiktning. Bergarten är en hornbländeförande, relativt kvartsfattig plagioklasleptit. Plagioklasen har sammansättningen  $\text{Ab}_{73}\text{An}_{27}$ . Något mikroklin förekommer också. De mörka beståndsdelarna äro ett ordinärt grönt hornblände, något mindre biotit samt litet titanit och magnetit. Även märkes kalkspat och apatit, samt i ett av de undersökta preparaten en liten rosett av turmalin. I de relativt tunna mörka skikten äro de mörka mineralen anrikade. Kornstorleken är c:a 0.10 mm på plagioklasen och 0.20—0.30 mm på hornbländet.

Den nyss anförda bergarten från Nietsajoki skiljer sig från denna endast såtillvida att den (i ett undersökt prov) har något mera turmalin, men saknar kalkspat.

Sveriges Geologiska Undersökning, sept. 1922.

## Några ord om syntetiska ädelstenar.

Av

PERCY QUENSEL.

För ett par decennier sedan började i större omfattning s. k. syntetiska rubiner att dyka upp i handeln. De första försöken lämnade i allmänhet mindervärdiga stenar, framställda av rubinsplittor genom smältning. I våra dagar har det emellertid lyckats så nära efterbilda de naturliga ädelstenarna rubin och safir, att det mången gång är förenat med den största svårighet att skilja det naturliga materialet från laboratorieprodukten.

Då till redaktionens kännedom kommit ett fall, där i Stockholm såsom äkta safir försålts en konststen, har ett par ord i denna fråga synts vara av aktuellt intresse, jämväl manande till största försiktighet vid inköp av rubin- och safirstenar.

De nuvarande i handeln förekommande syntetiska ädelstenarna framställas helt fabriksmässigt och i stor skala; de bäst kända framställarna äro kanske *Hellerite C:o Paris* och *Deutsche Edelsteingesellschaft, Idar*.

De moderna metoderna bygga på den franska kemikerns A. VERNEUIL grundläggande experiment 1902—04. VERNEUIL lät i sina försök pulveriserad, kemisk ren aluminiumoxid genom ett fint platinafiltrum passera genom en knallgaslåga, varvid smältning inträder. Smältan samlas på en aluminiumkägla, som av samma, nedåt riktade knallgaslåga hålles vid en temperatur straxt under smältpunkten. Den smälta substansen ökas successivt, antar droppform, stelnar och visar sig då utgöra en enhetlig kristall. Hårdhet, sp. vikt och optiska egenskaper stämma fullkomligt överens med naturstenen. Rubinstenar av ända till 50 karat ha sålunda framställts. Ensam i Paris lära årligen bortåt 5 millioner karat (1,000 kg.) rubiner framställas. Rubinens färgnyanser variera med olika mängder kromoxid

som användes såsom färgmedel, en större kromoxidhalt ger djupare och mörkare färg, mindre portioner ljusare nyanser.

Man lyckades tidigt på fullt tillfredsställande sätt framställa konstgjorda rubiner, som så nära anslöto sig till naturstenarna, att ofta blott med svårighet kunde avgöras, om äkta rubin eller konststen förelåg.

Något svårare visade det sig vara att få förstklassigt material av safir. Men de senaste årens experimenterande har resulterat i att man nu lyckats framställa konstsafirer av så utmärkt kvalitet, att även den bästa kännaren i vissa fall har svårt att avgöra, om en äkta sten eller en konstprodukt föreligger. Färgmedlet utgöres av järn- och titanoxid.

Man frågar sig nu, om, då det tydligen lyckats modern teknik att framställa konstgjorda rubiner och safirer av sådan kvalitet, att de blott efter noggrannaste undersökning kunna skiljas från äkta, det över huvud lönar sig att försöka hålla äkta och oäkta stenar isär. Att man dock i det längsta försöker så göra beror på den stora skillnaden mellan naturstenens gamla prisläge och framställningskostnaden för konstprodukten. Man har försökt sig på alla möjliga vägar att hävda en rubins eller safirs odisputabla äkthet. Ursprungsbevis har begärts för varje sten med noggrant angivande av stenens dimensioner, men smarta affärsmän togo sig då före att transportera en säck konstrubiner till Ceylons vaskerier och så återkommo de till Europa — med ursprungscertifikat — såsom äkta. Eller också begär man av särskilda prövningsanstalter på heder och samvete utfärdade eller beedigade intyg på viss stens äkthet. Att vanskligheter även därvid äro att räkna med, visar ett nedan relaterat exempel.

Förutom vissa differenser i fosforescens i katodljus är det väl huvudsakligen genom inneslutningar, som man i mikroskop kan skilja äkta och syntetiska stenar åt. De konstgjorda stenarna innehålla nämligen oftast, men — nota bene — ej alltid, små runda blåsrum under det naturstenen visar såsom inneslutningar skarpt kristallografiskt begränsade mikroliter eller vätskeinneslutningar.

Såsom bevis hur svårt det kan vara att avgöra, om äkta eller syntetisk sten föreligger kan här till slut i korthet relateras det förut omnämnda inköpet i Stockholm av såsom äkta sten utgiven syntetisk safir.

Stenen, vägande 5,3 karat, inköptes hösten 1921 såsom »absolut äkta indisk safir». Stenen infattades, men hos ägaren uppstod misstanke, att den möjligen ej var äkta. Kännare bland vänner och bekanta rådfrågades och avgåvo skiftande omdömen. Slutligen anhöll köparen hos den firma, där stenen inköpts om belägg för dess äkthet. Den skickades då under förmedling av flera mellanhänder till Edelsteins Prüfungsstelle Alex. Houdelet i Berlin, varifrån beedigat intyg utfärdades på »Australischer Natursaphir».

Misstankar angående stenens äkthet uppstod emellertid ånyo hos köparen, bestyrkta av några bekantas omdömen, att stenen trots alla intyg vore syntetisk. Då det så visade sig att de angivna måtten i det i Berlin utfärdade intyget ej fullt stämde med företagen nymätning av stenen, sände köparen, denna gång utan förmedling av några mellanhänder, in stenen till samma Prüfungsanstalt och fick tillbaka ett nytt beedigat intyg på — »Künstlicher Saphir». Stenen hade tydligen vid första resan någonstades på vägen uttagits ur fattningen och utbytts mot en äkta safir, som underkastats undersökningen, varpå den syntetiska stenen på återvägen åter insatts i fattningen.

Köparen i nu relaterade fall slutar i skrivelse till red. sin redogörelse med följande ord. »Av föreliggande detaljer framgår att falska ädelstenar i avsevärda mängder torde förekomma i marknaden, samt att hittills intet nämnvärt gjorts för att slippa detta minst sagt på brottslighetens gräns stående geschäft, varför ett verkligt behov skulle fyllas, om inom landet funnes tillgänglig en kontrollanstalt för prövning och undersökning av ädelstenar.»

En kortfattad och klar liten framställning av ädelstenarnas egenskaper och värde jämte de syntetiska och falska konstprodukterna finnes i Vilh. Rau, Edelsteinskunde, Leipzig 1921, 248 s., varifrån en del uppgifter ovan hämtats.

## Geolognytt.

Riksdagen har i maj beslutit, att den av professor C. WIMAN nu innehavda personliga professuren i paleontologi med undervisningsskyldighet jämväl i historisk geologi skall förvandlas till en ordinarie professur i paleontologi och historisk geologi, samt att i samband därmed den nuvarande ordinarie professuren i mineralogi och geologi vid Uppsala universitet skall benämnas professur i geologi med petrografi och mineralogi.

Till kemist vid S. G. U. har den 9 sistlidne juni utnämnts assistenten, fil. dr A. BYGDÉN.

Såsom sökande till den ledigförklarade professuren i geologi med petrografi och mineralogi hade vid ansökningstidens utgång den 3 juli anmält sig prof. H. BACKLUND, Åbo, doc. G. FRÖDIN, Uppsala, statsgeol. P. GEIJER, Stockholm, doc. A. HADDING, Lund, statsgeol. H. HEDSTRÖM, Stockholm samt statsgeol. N. SUNDIUS, Stockholm.

Vid specimenstidens utgång den 3 okt. hade samtliga sökande fullföljt sina ansökningar.

Till sakkunniga för bedömande av sökandes kompetens har fakulteten i Uppsala utsett prof. A. G. HÖGBOM, Uppsala, prof. P. J. HOLMQUIST, Stockholm, prof. V. M. GOLDSCHMIDT, Kristiania och prof. W. RAMSAY, Helsingfors.

Till den ledigförklarade befattningen såsom intendent vid Riksmuseets Mineralogiska avdelning hade vid ansökningstidens utgång den 1 juni såsom sökande anmält sig doc. G. AMINOFF, Stockholm, doc. A. HADDING, Lund och assistenten N. ZENZÉN, Stockholm.

Till den ledigförklarade befattningen såsom intendent vid Riksmuseets paleo-zoologiska avdelning hade vid ansökningstidens utgång den 6 juni såsom sökande anmält sig statsgeologen H. HEDSTRÖM, Stockholm, rektor I. SEFVE, Falun, doc. E. STENSIÖ, Uppsala, doc. G. T. TROEDSSON, Lund, samt statsgeologen A. H. WESTERGÅRD, Stockholm.

I prof. V. M. GOLDSCHMIDTS exkursion till Stavangerområdet deltog bl. andra överdirektör A. GAVELIN, professorerna P. J. HOLMQUIST och P. QUENSEL, statsgeologen H. E. JOHANSSON och överingenjören H. v. ECKERMANN från Sverige, professorerna H. BACKLUND och L. BORGSTRÖM från Finland, prof. F. BECKE från Wien, jämte ett antal norska geologer. Exkursionerna, som huvudsakligen ägde rum per motorbåt i Stavangerfjorden, under tiden 12—17 juni, gynnades av det vackraste väder.

Första dagen ägnades åt injektionsgneis- och fyllitmetamorfosproblemen på Aamö. Andra dagen samma problem å Sökn-Bruöarna. Tredje dagen ägnades amfiboliternas uppträdande och petrografi å Rennesö, fjärde dagen urbergsunderlaget å Idsö samt de kaledoniska eruptiven och mylonitbildningen å sträckan Backe—Solbakken. Femte dagen samma problem i profilen vid Erevigen och sjätte och sista dagen de gröna skifferna å Haasteinen.

Några av deltagarna besökte på återresan under GOLDSCHMIDTS ledning Fenfältet.

Paleontologiska muséet i Upsala har i mars av professor J. G. ANDERSSON mottagit ytterligare 150 lådor fossila däggdjur från Kina.

Till preparering av Kinasamlingarna har av 8:de huvudtiteln besparingar för tiden 1 mars 1922 till slutet av februari 1923 10,000 kr. ställts till paleontologiska institutionens i Upsala förfogande.

För deltagande i jubileumsutställningen i Göteborg år 1923 har Sveriges geologiska undersökning erhållit ett statsanslag av 4,000 kr. Det är avsikten att där framlägga en del av Undersökningens senare arbeten särskilt inom agrogeologiens och malmgeologiens områden samt en del resultat av den pågående inventeringen av landets torvmarker.

Ny geologisk karta över Göteborgstrakten. Under sommaren hava pågått och avslutats förarbeten för en ny geologisk karta i skalan 1: 20 000 över Göteborgstrakten, avsedd att utkomma nästa vår.

Tvenne nya geologiska tidskrifter hava på senaste tiden börjat utgivas nämligen den av National research council of Japan utgivna Japanese journal of Geology and Geography, innehållande förutom originaluppsatser bl. a. en rikhaltig referatavdelning på engelska och tyska av japansk geologisk litteratur, samt Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen.

De av Sveriges geologiska undersökning anordnade geologiska skolsamlingarna, som sedan några år varit slutsålda, finnas nu åter tillgängliga. Samlingen omfattar 108 nummer av mineral, berg- och jordarter m. m. Priset är 195 kr.

Till Redaktionen insänd litteratur. Nordisk världsatlas. Till förmån för svenska röda korset utgiven av S. ZETTERSTRAND och K. D. P. ROSÉN.

Denna atlas, som vid sitt framträdande mottogs med oförbehållsamt erkännande, har visat sig alltjämt motsvara förväntningarna. Det är en omsorgsfullt och elegant utförd världsatlas, speciellt avsedd för en nordisk läsekrets.

BECK-BERG, Abriss der Lehre von den Erzlagertstätten, Berlin 1922. Verlag Bornträger.

KAYSER, EMANUEL, Lehrbuch der Geologie. Bd 1—2 Allgemeine Geologie. 6te vermehrte Aufl. Stuttgart 1921.

LACROIX, A., Minéralogie de Madagascar. Tome 1. Paris 1922.

### Mötet den 4 maj 1922.

Närvarande 37 personer.

Meddelade ordföranden, hr BÄCKSTRÖM, att Styrelsen till medlemmar i Föreningen invalt:

Bergsingeniör GUSTAF AHLMAN, Ljusne, föreslagen av hrr Quensel och v. Eckermann,

Löjtnant K. MAGNELL, Stockholm,<sup>1</sup> föreslagen av hr Holmquist samt

Fil. stud. H. BJURULF, Jönköping, föreslagen av hr v. Post.

Å Föreningens vägnar hade lyckönskningstelegram avsänts till f. d. statsgeologen Dr FR. SVENONIUS på hans sjuttioårsdag. För lyckönskningen hade dr. SVENONIUS till Föreningen bett att få framfört sitt varma tack.

Meddelade sekreteraren, att Styrelsen beslutit tillställa Geologkongressen i Bryssel samma skrivelse, som tidigare tillställts Brysselkongressens organisationskommitté, under framhållande av, att då intet i kommitténs svar framkommit, som kunnat ändra Föreningens tidigare intagna ståndpunkt, Föreningen ansåg sig i allt och inför kongressen som sådan böra hävda den ställning, som tidigare intagits beträffande i skrivelsen vidrörda förhållanden.

Med biläggande av Föreningens skrivelse av den <sup>30</sup>/<sub>1</sub> 1922 anfördes därför följande:

#### *Au Congrès Géologique International à Bruxelles 1922.*

¶ [Après délibération, les sociétés géologiques en Danemark, en Norvège et en Suède ont envoyé le 30 janvier dernier au Comité d'Organisation du Congrès International à Bruxelles la lettre ci-incluse, exposant leurs vues sur la situation internationale dans le domaine scientifique et aboutissant à une demande que le Congrès de Bruxelles en 1922 ne fût pas désigné comme le 13:ième Congrès Géologique International, la situation générale n'ayant pas permis de donner suite à l'invitation faite à Toronto en 1913 à toutes les nations qui font partie des congrès internationaux.

A notre demande que le Comité d'Organisation voulût bien changer cette dénomination de telle sorte qu'elle vînt à correspondre à la limitation du Congrès amenée par la situation générale, le Comité nous a fait parvenir une réponse datée du 6 mars et que vous trouverez également ci-inclus. Le Comité y déclare ne pas pouvoir partager notre manière de voir sans toutefois nous exposer les raisons qui lui ont fait désapprouver nos points de vue tout objectifs.

Dans ces conditions, nous considérons, dans l'intérêt de la science, comme notre devoir d'exposer au Congrès même les points de vue que nous avons fait valoir dans cette lettre. Tout en regrettant la situation qui s'ensuit de cette divergence d'opinion et tout en répétant que nous comprenons parfaitement la difficulté qui existe pour les nations qui ont le plus souffert de la guerre, à inviter dès à présent tous les pays à une assemblée universelle, nous tenons à déclarer que notre manière de voir reste toujours la même, rien ne s'étant présenté jusqu'ici qui fût de nature à modifier l'opinion antérieurement émise par nous.

Nous ajoutons que c'est avec le plus grand regret que nous verrions prendre au Congrès des résolutions auxquelles il nous serait difficile d'adhérer à l'avenir.

A notre avis, il est urgent d'éviter toute mesure pouvant constituer de nouveaux obstacles à la reprise de la collaboration universelle, en jugeant que cette collaboration, entre les géologues comme entre les autres représentants de la science, est à l'heure actuelle plus nécessaire que jamais.

Dans l'espérance que cette opinion est partagée par vous tous, nous vous assurons, Messieurs les collègues, de notre parfaite considération.

Hr FR. ENQUIST höll föredrag om *orsakerna till förekomsten av den värmekrävande floran i arktiska och antarktiska trakter under tertiär och mesozoisk tid.*

En uppsats i anslutning till föredraget kommer att inflyta i ett följande häfte av förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr G. DE GEER, BÄCKSTRÖM och HALLE samt föredraganden.

Hr AXEL GAVELIN meddelade några *intryck från en resa till geologiska institutioner i England och Tyskland.*

Med anledning av meddelandet yttrade sig hr HÖRNER och föredraganden.

### Mötet den 5 oktober 1922.

Närvarande 41 personer.

Ordföranden, hr BÄCKSTRÖM meddelade att Styrelsen till medlem i Föreningen invalt:

Gruvingenjör EINAR LINDEMAN, Ludvika, föreslagen av hrr Geijer och H. E. Johansson.

Meddelades att enligt till föreningen ingånget tillkännagivande den XI internationella geografkongressen (Congrès international de Géographie et d'Ethnologie), sammanträder i Cairo 1925 i samband med 50 årsminnet av Société Royal de Géographie d'Egypte's grundande.

Meddelade sekreteraren, att såväl Dansk Geologisk Förening, som Norsk Geologisk Forening anslutit sig till Föreningens synpunkter beträffande slutgiltigt ståndpunkttagande till organisationskommitténs i Bryssel åtgöranden. De tre geologiska föreningarna i Skandinavien ha därför gemensamt undertecknat den skrivelse, som omnämnts i majmötets förhandlingar, som sedan avlåtits till kongressen i Bryssel.

Hr CARL CALDENIUS höll ett av talrika diagram belyst föredrag om *Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi*.

En uppsats i anslutning till föredraget kommer att i utvidgad form publiceras i S. G. U., Ser. Ca N:r 12.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr G. DE GEER.

Hr PERCY QUENSEL lämnade ett meddelande om förloppet av det geologiska karteringsarbete, som av H. BACKLUND och föredragaren för Sveriges Geologiska Undersöknings räkning utförts inom *Västerbottens läns fjällområden*, samt berörde några av de nya problem, som yppat sig under de fyra år arbetet varit i gång.

Det första året (1918) hade karteringen huvudsakligen omfattat trakten mellan Jämtlandsgränsen och Kultsjön. Intresset fångades under denna sommar till stor del av de eruptiva myloniternas uppträdande inom de västliga områdena, i form av stora platta skållor, bundna till eller tektoniskt sammanhörande med de flacka förskjutningsplanen inom köliområdet. Ävenledes bjöds under rekognosceringen av Södra Borgafjällen gynnsamma tillfällen att pröva seve- och kölibergarternas inbördes förhållande till varandra och de högkristallina seveskiffrarnas regionala förband med de kaledoniska eruptiven, kring vilka de syntes gruppera sig med periferisk i kornstorlek och kristallinitet avtagande utbildning. Redan under denna första sommar syntes det geologiska förbandet antyda, dels att de mera grovkristallina fjällgneiserna till stor del haft eruptivens inverkan på sidobergarterna att tacka för sitt grövre kristallina gry, dels att vissa profiler påfordrade att inom seven även inrymma stratigrafisk till kölibergarterna hörande, genom eruptivens inverkan metamorfoserade skifferkomplex.

Andra sommaren (1919) ägnades området mellan Kultsjön och linjen Virisjaure—Umnäs. Det huvudsakliga arbetet kom att ägnas Marsfjällskomplexet och dess nordliga fortsättning, Borka-, Henriks- och Gardfjällen. Här erbjöd sig i till synes djupare snitt i fjällkedjan en inblick i de kaledoniska eruptiven och i deras betydelse för fjälltektoniken. Under det att i Borgafjällen sura eruptiv så gott som saknades, funnos i Marsfjällen stora granitområden blottlagda inom de centrala delarna av fjällmassiven. Åldersförhållandet till amfiboliterna var tydligt, i det graniten innehåller skarpkantiga brottstycken av amfibolit som redan amfibolitiserats före granitintrusionen, ett bevis för en metamorf epok inom fjällkedjan före granitens framträngande. Inom graniternas randzoner erbjödo sig gynnsamma tillfällen att studera injektionsgneisfenomenet, i det att skifferhöljet med all antaglighet här metasomatiskt tillförts rikliga mängder magmasubstans. Sevegneiserna visa sig närmast Marsfjällsgraniterna vara starkt turmalinförande samt dessutom så rikligt fältspatförande att de till sin kemiska sammansättning påtagligen förändras i riktning mot magmabergarter. Å andra sidan visa Marsfjällsgraniterna genom sin rika sillimanit- och distenhalt inom vissa stråk en tydlig kemisk förändring mot sedimentsammansättning (»pelitisering»). Båda resultaten mana till försiktighet beträffande tydning av den kemiska sammansättningen av bergarter inom starkt deformerade fjällområden.

Inom Marsfjällsområdet inskränka sig seveskiffrarna på grund

av fältets brant västliga stupning till en smal zon, på sina ställen blott kilometerbred, i bjärt motsats till Borgafjällens vida fält av monotona glimmerskiffrar och gneiser som där betingas av den förhärskande flacka lagerställningen.

Den tredje arbetssommaren (1921) ägnades Tärna sockens östra och sydöstra delar. Här tilldrog sig isynnerhet det mäktiga Norra Storfjället intresse. Inom Tärna visade sig åter mera periferiska snitt i förhållande till de kaledoniska intrusiven råda. Graniterna själva voro blott undantagsvis blottade, men deras inverkan dock påtaglig genom sevegneisernas höga kristallinitet och kemiska magmatisering. Inom visst område inom Norra Storfjällets nordvästra del ville föredragshållaren t. o. m. antaga en nästan fullständig uppsmältning av skifferhöljet som då i form av partiellt regenererad magma kunnat förhålla sig eruptivt gent emot visså inom dess egen skiktserie mera motståndskraftiga lager.

Tektoniken inom Tärna visade sig betydligt mera komplicerad än längre söder ut, där åtminstone relativ rotfasthet kunnat tillskrivas Marsfjällsstråken och Borgafjällen. Inom Tärna synes en äldre västostlig rörelse ofta vara avklippt av yngre nord-sydliga förskjutningar och starka hopstuvningar och inversioner ha framkallats av de komplexa rörelseriktningarna. Man vet ej var man skall söka fast mark. Till och med Norra Storfjällets i sig själv komplexa och högkristallina skålla synes ligga lös, i öster diskordant vilande på milda svarta skiffrar.

Innevarande sommar (1922) har huvudsakligen ägnats Sorsele sockens fjällvärld d. v. s. området norr om linjen Övre Uman — Jerisjokk-Tjulträsk fram till länsgränsen. Liksom vart år tidigare ha åter nya problem dykt upp, av vilka här först må nämnas det mäktiga och praktfulla Voitja-konglomeratet, ett ofta föga pressat, karaktäristiskt utbildat kvartsitkonglomerat som sporadiskt dyker upp längs vissa stråk från sydligaste Tärna (Gimjafjället) till länsgränsen i norr (Luspatjåkko). Dess stratigrafiska betydelse är ej klarställd, (analogier synes enligt benäget meddelande av prof. HÖGBOM finnas i västligaste Kvarnbergsvattnet), dess tektoniska roll är ofta synnerligen invecklad i det konglomeratet genom sin resistens åtminstone lokalt under rörelseperioden inom fjällområdet lösgjort sig från sitt stratigrafiska förband och intager nu sekundära lägen som betydligt komplicera tektoniken. I förband med konglomeratet synes en mäktig kvartsitformation uppträda, med största antaglighet tillhörande konglomeratets liggande.

En annan upptäckt av intresse var det s. k. Mesketagglomera-

tet, en väl bevarad serie vulkaniska bergarter med agglomerat, pillowlava och tuffbäddar i idealisk utveckling, med härden lokaliserad vid Laivatjåkko och utkilande mäktighet åt norr och söder. Det ligger nära till hands att här antaga en isolerad utliggare av Bymarksformationens grönstenseffusiv inom Trondhjemsfältet. Tjåkkelmassivets stora gabbroområde är antagligen att uppfatta som de vulkaniska bergarternas djupfacies som här intruderat sin ytform.

Inom nordligaste Sorsele vid övre Vindelälven återfanns i år första sommarens mylonittekonik, delvis i ovanligt klar utveckling; en profil i Tatsemjokk lämnar en enastående vacker skärning från mylonitskällans liggande upp till dess hängande, där hela tektoniken synes ligga läroboksmässigt klar. —

Inom seveskifferterrängen norr om Övre Uman uppträda de bländande vita trondhjemitgångarna i stor rikedom genomsättande berggrunden i alla riktningar. T. o. m. mindre möjligen rotfasta massiv av vit granit kunde påvisas i Brandsfjället. — Inom Ammarfjället kan nämnas påvisandet av harzburgitiska olivinbergarter i geologiskt förband med amfiboliterna som närmast de gröna, ofta karbonatrika (breunnerit?) och kromitförande olivinbergarterna innehålla ända till halvdecimeterlånga zoisitnålar.

Ett problem som även inställde sig innevarande sommar var möjligheten av sura effusivbergarters uppträdande inom fjällbergarterna; därom torde föreningen framdeles få en utförligare framställning av BACKLUND som särskilt intresserat sig för denna fråga.

Under de fyra åren som rekognosceringen fortgått ha sålunda ständigt nya problem, ofta av rätt så överraskande art, dykt upp. Vissa ledtrådar synas emellertid redan kunna skönjas och det vore föredragandens förhoppning att då kartan över Västerbottens fjäll om några år föreligger färdig, själva kartläggningen, efter de synpunkter som från början lagts till grund för undersökningen, skall medgiva slutsatser som kunna leda till en djupare förståelse av vår fjällkedjas inre väsen.

